



Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la mer du Nord

Pascale Huyghe

► To cite this version:

Pascale Huyghe. Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la mer du Nord. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1992. Français. NNT : . tel-00718740

HAL Id: tel-00718740

<https://theses.hal.science/tel-00718740>

Submitted on 18 Jul 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HUYGHE(P)

THESE

présentée par

Pascale HUYGHE

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 69 66
FAX. (33) 76 87 62 43

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de **22 MARS 1993**

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Spécialité : Sciences de la Terre

Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord.

Date de soutenance : 21 avril 1992

Composition du jury :

M.	P.	VIALON	Président
M.	P.R.	COBBOLD	Rapporteurs
M.	G.	MASCLE	
M.	H.	ARNAUD	
M.	J.M.	FLAMENT	
M.	S.	LE DOUARAN	
M.	J.L.	MUGNIER	

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA)

THESE

présentée par

Pascale HUYGHE

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Spécialité : Sciences de la Terre

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques : l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord.

22 MARS 1993

Date de soutenance : 21 avril 1992

Composition du jury :

M. P.	VIALON	Président
M. P.R.	COBBOLD	Rapporteurs
M. G.	MASCLE	
M. H.	ARNAUD	
M. J.M.	FLAMENT	
M. S.	LE DOUARAN	
M. J.L.	MUGNIER	

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA)

SEDIMENTARY RECORD OF INTRAPLATE DEFORMATION :

An example of structural inversion of a basin in the North Sea

Phenomena governing the evolution of sedimentary basins and basin geometry are recorded in the stratigraphic pattern. Short term fluctuations of the accommodation space are superimposed on long term phenomena that increase the basin volume (initial stretching, effects of thermal contraction of the lithosphere and sedimentary loading).

Basin evolution may then be analysed by studying sedimentary sequences and especially :1) the geometry of their boundaries (faults and unconformities), 2) their facies, 3) their age, and 4) variations of their physical properties (radio-activity, porosity....). Back-stripping, differential subsidence diagrams, and geometrical methods (balanced cross-sections) allow to quantify vertical and horizontal motions of the floor of the basin.

These methods were applied to the Broad Fourteens Basin (Southern North Sea) using a data base composed by 3000 km of seismic reflection profiles and around fifty wells (provided by Elf-Petroland). They show both tectonic decollement related to the distribution of salt and a complex multistage evolution principally composed of : 1) Jurassic and Lower Cretaceous syn-rift stages (basin subsidence around 1000 m during the latter) and an important uplift of the margins, 2) sinistral transpression in the Upper Cretaceous involving erosion in the basin (exceeding 3000 m in the center of the basin) and a horizontal shortening of about 10 %, 3) renewed tectonic subsidence beginning in the Miocene. Sixteen sedimentary sequences were distinguished in the Cretaceous series. Their geometry was controlled by eustatic sea level changes and tectonic motions. Contemporaneous tectonic motions are recorded in other intraplate basins and could be related to the plate kinematics around NW Europe.

Major plate tectonic reorganization could be responsible for horizontal stress variations involving both reactivation of pre-existing structures in the brittle crust and lithospheric buckling.

Remerciements

Cette thèse est le résultat d'une collaboration entre Elf Petroland (Pays-Bas) et le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (Grenoble) pendant trois années. L'initiative de cette collaboration est due au regretté **J.C. Seguin** qui m'a accueillie au sein de l'équipe d'Exploration Pétrolière dont il était alors le responsable.

Je remercie la Compagnie **Elf Petroland** pour son assistance matérielle sans laquelle ce travail n'aurait jamais pu se faire, et pour la confiance qui m'a été accordée par rapport à la confidentialité des données consultées. Mes séjours à Elf Petroland ont toujours été fructueux.

Je tiens à remercier les personnalités qui ont participé à mon jury :

P. Vialon, qui non seulement m'a fait l'honneur de présider le jury de cette thèse, mais m'a aussi toujours judicieusement et chaleureusement conseillée.

P. Cobbold, qui a accepté de rédiger un rapport sur ce mémoire.

G. Mascle, qui pendant trois ans s'est toujours intéressé à mon travail, m'a encouragée dans mes recherches et qui a également rédigé un rapport sur ce mémoire.

H. Arnaud, grâce à qui j'ai pu découvrir le monde des "Pétroliers", et qui, avec J.C. Seguin m'a proposé ce sujet d'étude.

J.M. Flament avec qui j'ai débuté ce travail à Elf Petroland.

S. Le Douaran, qui a encadré mon travail à Elf Petroland pendant les deuxième et troisième années de cette thèse.

J.L. Mugnier, qui a guidé mon travail de recherche autant à Elf Petroland, qu'au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines.

Enfin, je remercie ceux sur qui j'ai toujours pu compter, notamment dans la dernière ligne droite avant la soutenance : mon Père et Jacques. Je leur décerne le Premier Prix de "Découpage, Etiquetage et Collage", avec toute ma reconnaissance.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

A mes parents

A la mémoire de Thierry

I
SOMMAIRE

INTRODUCTION

**PARTIE I : Une analyse des déformations à travers
l'enregistrement sédimentaire : relations et méthodes**

I - Les principaux facteurs contrôlant le remplissage sédimentaire d'un bassin

1. Organisation des corps sédimentaires
 - 1.1. Espace disponible pour la sédimentation
 - 1.2. Les cortèges sédimentaires
 - 1.3. Les éléments morphologiques
 - 1.3.1. Plate-forme continentale/marge
 - 1.3.2. Bassin sédimentaire
 - 1.4. Les apports sédimentaires
2. Les mouvements verticaux
 - 2.1. Le problème du repère
 - 2.2. Le problème du sens
 - 2.3. Origine des mouvements verticaux
 - 2.3.1. Variations globales du niveau marin (eustatisme)
 - 2.3.2. Mouvements de substrat : subsidence et surrection
 - 2.3.2.1. Termes descriptifs
 - 2.3.2.2. Termes d'origine géodynamique
 - 2.3.2.3. Termes liés à un modèle
3. La notion d'inversion
 - 3.1. Méthode de description
 - 3.2. Origine géodynamique de l'inversion
 - 3.2.1. Inversion tectonique
 - 3.2.1.1. Inversion à l'échelle d'un bassin
 - 3.2.1.2. Inversion à l'échelle d'un accident tectonique
 - 3.3. Origine "thermo-dynamique" dans un contexte d'extension
 - 3.4. Autres types d'inversion
 - 3.4.1. Inversion d'origine isostatique
 - 3.4.2. Inversion liée aux fluctuations des contraintes intra-plaques
 - 3.4.3. Inversion d'origine thermique
4. Quelques modélisations de l'évolution d'un bassin

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

II - Influence de l'héritage sur l'évolution tectonique d'un bassin

1. Introduction : la tectonique polyphasée
2. Description en termes mécaniques
 - 2.1. Critère de fracturation de Mohr-Coulomb - Anderson
 - 2.1.1. Influence d'une pression de fluide
 - 2.1.2. Influence d'une surface d'anisotropie
 - 2.1.3. Réactivation d'une surface d'anisotropie : la loi expérimentale de Byerlee (1978)
 - 2.2. Régimes tectoniques et types de failles associés
 - 2.3. Application géologique
3. Transition entre réactivation et fracturation - Etude de cet état limite sur l'exemple des géométries en *shortcut*.
 - 3.1. Les géométries en *shortcut*
 - 3.2. Etat de stabilité limite
 - 3.3. Paramètres influençant l'état de transition entre la réactivation et la rupture
 - 3.3.1. Etude du signe de la fonction potentiel de réactivation (Pf) pour un milieu homogène (paramètres mécaniques constants)
 - 3.3.1.1. Cas d'un angle de frottement interne de Byerlee pour la faille préexistante
 - 3.3.1.2. Influence de la variation du pendage de la faille préexistante
 - 3.3.1.3. Cas d'un angle de frottement interne faible pour la faille réactivée
 - 3.3.2. Etude du signe de (Pf) dans un milieu non homogène : variations des paramètres mécaniques des équations de Mohr-Coulomb
 - 3.3.2.1. Variation brutale des propriétés mécaniques de la faille préexistante
 - 3.3.2.2. Variation progressive des propriétés mécaniques des roches intactes avec la profondeur
 - 3.3.3. Récapitulation
 - 3.4. L'état limite réactivation/fracturation en trois dimensions

III - Méthode d'analyse de l'évolution d'un bassin sédimentaire

1. Analyse de la géométrie des corps sédimentaires : la stratigraphie sismique
 - 1.1. Les surfaces de discontinuité et les terminaisons latérales des réflexions
 - 1.1.1. Surface de discontinuité sédimentaire au sommet d'une unité : terminaison latérale des réflexions en "top-lap"
 - 1.1.2. Surface de discontinuité sédimentaire à la base d'une unité : terminaison latérale des réflexions en "onlap" ou en "downlap"
 - 1.2. Analyse des faciès sismiques
 - 1.2.1. Configuration des réflexions

- 1.2.2. Forme externe
 - 1.2.3. Paramètres internes
- 1.3. La précision
2. Analyse de la forme des dépôts sédimentaires
 - 2.1. La transformation temps-profondeur
 - 2.2. La décompaction : "back-stripping"
3. Analyse des faciès, de la lithologie - Propriétés physiques des roches
 - 3.1. Analyse des vitesses de propagation dans les roches
 - 3.1.1. La diagraphe sismique
 - 3.1.2. Les vitesses de tranche
 - 3.2. Radioactivité naturelle des roches : le gamma ray
 - 3.3. Les marqueurs thermiques
4. Datations
5. Analyse tectonique
 - 5.1. Analyse cartographique
 - 5.2. Analyse de la composante verticale des mouvements
 - 5.2.1. Les notions de point nul et de degré d'inversion
 - 5.2.2. Cas d'une évolution structurale polyphasée

IV - Test des interprétations : comparaison entre données géologiques et modèles

1. La méthode des coupes équilibrées
 - 1.1. Rappels de base
 - 1.2. Modélisation informatique de l'évolution cinématique de structures géologiques complexes
- La méthode des surfaces transférées
 - 1.2. Influence du type de faille sur l'enregistrement sédimentaire de la tectonique extensive
 - 1.2. La méthode de la double surface transférée en extension
3. Effet du décrochement
 - 3.1. Cas d'une structure cylindrique
 - 3.2. Cas d'une structure non cylindrique

V - Comparaison entre données géologiques et modèles - Discussion

1. Histoire des mouvements verticaux et modèles géodynamiques
2. Les limites des modèles géodynamiques

PARTIE II : L'exemple du Broad Fourteens Basin

I - Présentation et état actuel des connaissances

1. Evolution du Broad Fourteens basin dans le Sud de la Mer du Nord
2. Les problèmes dans le Broad Fourteens Basin

II - Organisation des corps sédimentaires et évolution géodynamique du bassin

1. La discordance cimmérienne
 - 1.1. Importance de l'érosion associée à l'événement cimmérien tardif
 - 1.2. La nature de la discordance cimmérien tardif
 - 1.3. Age de l'événement cimmérien tardif
2. Etude des corps sédimentaires du Crétacé inférieur - Observations
 - 2.1. Les unités V1, V2, V3
 - 2.1.1. Analyse sismique et diagrapique
 - 2.1.2. Analyse cartographique
 - 2.2. Les unités V4, V5
 - 2.2.1. Analyse sismique et diagrapique
 - 2.2.2. Analyse cartographique
 - 2.3. Les unités H1, H2, H3, H4, H5
 - 2.3.1. Analyse sismique et diagrapique
 - 2.3.2. Analyse cartographique
3. Les unités contemporaines des inversions structurales majeures
4. Les séries tertiaires et quaternaires
 - 4.1. Les discontinuités tertiaires
 - 4.2. Contrôle tectonique de la géométrie des corps sédimentaires
 - 4.2.1. Le Paléogène
 - 4.2.2. Le Néogène et le Quaternaire
5. Evolution géodynamique du Broad Fourteens Basin d'après l'enregistrement sédimentaire
 - 5.1. L'évolution géodynamique du Crétacé Inférieur
 - 5.1.1. Période syn-rift
 - 5.1.2. Période post-rift

- 5.1.2.1. Evolution morphologique des failles liées à l'extension du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur
- 5.1.2.2. Le cas de la discordance intra-crétacée inférieure
- 5.1.2.3. Datation de l'événement enregistré à la base de l'unité H1 - Discussion

- 5.2. L'évolution géodynamique du Crétacé supérieur
- 5.3. Interprétation des événements intra-tertiaires et quaternaires

III - Analyse des mouvements verticaux différentiels le long de la bordure SW du Broad Fourteens Basin

1. Situation géologique
2. Ampleur des érosions et anomalies de surcompaction
 - 2.1. Méthode de l'analyse des anomalies de surcompaction des argiles du Trias inférieur
 - 2.2. Incertitudes
 - 2.2.1. Incertitudes sur la valeur de l'érosion cimmérienne
 - 2.2.2. Incertitudes sur la valeur de l'érosion liée à l'inversion structurale du Crétacé supérieur
3. La reconstitution de l'évolution du bassin pendant les périodes dont l'enregistrement sédimentaire a été "effacé" par les érosions
 - 3.1. La période jurassique
 - 3.1.1. Période du Jurassique inférieur / moyen
 - 3.1.2. Période du Jurassique supérieur
 - 3.2. La période du Crétacé supérieur
 - 3.3. Incertitudes pour la reconstitution de l'évolution du bassin
4. Les phénomènes tertiaires et quaternaires
5. Analyse de l'évolution de la composante verticale du jeu inverse le long de la bordure SW
 - 5.1. Analyse de l'évolution stratigraphique du point nul et du rapport d'inversion
 - 5.2. L'évolution de la composante verticale du jeu inverse le long de la bordure SW

IV - Les styles tectoniques

1. Les décollements au sein de la pile sédimentaire
 - 1.1. Influence d'un niveau de décollement sur l'enregistrement sédimentaire d'un événement tectonique
 - 1.1.1. Non implication d'un niveau de décollement
 - 1.1.2. Implication d'un plan de décollement
 - 1.1.2.1. Déformation cassante du socle / Déformation souple de la couverture
 - 1.1.2.2. Structuration et plissement de la couverture liés à sa translation le long du plan de décollement
 - 1.1.2.3. Les dépôts contemporains de la déformation d'une couverture décollée
 - 1.2. Extension des niveaux de décollement
 - 1.3. Localisation des structures majeures montrant des décollements
 - 1.4. Argumentation du décollement dans le cas de structures mineures : application de la méthode de la double surface transférée
 - 1.4.1. Les remplissages syntectoniques et les surfaces affaissées utilisés
 - 1.4.2. Les résultats
 - 1.4.3. Incertitudes concernant la détermination de la profondeur du niveau de décollement
 - 1.5. Périodes d'activation des niveaux de décollement
2. La superposition des phases : réactivation et création de nouvelles failles
 - 2.1. Recoupement des structures compressives par l'extension postérieure
 - 2.2. Les géométries liées à la compression : *shortcuts*, écaillages, zones triangulaires
 - 2.2.1. Géométrie en *shortcut* isolant une écaille de la marge
 - 2.2.2. Écaille isolée dans le bassin en pied de faille normale
 - 2.2.3. Les figures triangulaires frontales
 - 2.3. La composante décrochante au Paléogène et au Crétacé supérieur
 - 2.3.1. Amorce de géométries en bouquet de fleurs
 - 2.3.2. Indices de décrochement au Paléogène
 - 2.3.3. Un indice majeur de décrochement au Crétacé Supérieur
 - 2.3.4. Mouvements relatifs de la couverture décollée au-dessus du socle déduits de modèles analogiques
 - 2.3.5. Les structures plissées dans le secteur septentrional de la bordure SW
 - 2.3.6. Mouvements relatifs socle/couverture le long de la partie septentrionale de la bordure SW du Broad Fourteens Basin induits par une transpression sénestre
3. Récapitulation

V - Une synthèse des informations disponibles : Une évolution possible du Broad Fourteens Basin depuis le Crétacé inférieur testée par la méthode des coupes équilibrées

1. Les informations disponibles d'après les données de subsurface
2. Ajustements préliminaires
 - 2.1. Relations failles de socle/failles de couverture
 - 2.1.1. Cohérence entre géométries des corps sédimentaires et tectonique de décollement : utilisation de la méthode de la double surface transférée
 - 2.1.2. Cohérence entre la longueur de la couverture décollée et la longueur de son socle
 - 2.2. Reconstitution des épaisseurs
 - 2.3. Evolution de l'activité crétacée des structures tectoniques de la coupe
 - 2.3.1. Faille (1 A)
 - 2.3.2. Failles (12), (13) et (14)
3. Les mouvements anté-crétacés observables le long de la coupe étudiée
 - 3.1. Croissance d'un coussin de sel triasique
 - 3.2. Evidence de la sollicitation des plans de décollement
 - 3.3. Structuration jurassique
 - 3.4. Indices de basculement d'un des compartiments principaux du bassin
4. Equilibrage global de la coupe étudiée
 - 4.1. Les étapes de la rétrodéformation
 - 4.2. Signification et rôle des structures tectoniques
 - 4.2.1. Failles majeures, limites de blocs
 - 4.2.2. Failles mineures liées aux événements du Crétacé supérieur
 - 4.2.3. Failles d'activité extensive récente
 - 4.3. Estimation de l'extension/raccourcissement

VI - L'évolution du Broad Fourteens Basin à l'échelle crustale et régionale

1. L'ouverture du Broad Fourteens Basin
 - 1.1. Etape du Jurassique supérieur et événements cimmérien tardif et moyen
 - 1.2. Etape d'extension crétacé inférieur
 - 1.3. Etape crétacé inférieur post-rift
 - 1.4. La déformation extensive sous le Broad Fourteens Basin/ Eléments de discussion
 - 1.4.1. Profil sismique longue écoute Mobil 7
 - 1.4.2. Les modèles géophysiques proposés

2. Inversion du Broad Fourteens Basin au Crétacé supérieur
 - 2.1 L'évolution de la couverture
 - 2.2 La déformation compressive sous le Broad Fourteens Basin/Eléments de discussion
 - 2.3 La déformation de la lithosphère sous le Broad Fourteens Basin/Récapitulation
3. Etape de subsidence tectonique récente
 - 3.1 Apports de la sismicité
 - 3.2 Mesures des contraintes actuelles
4. L'évolution céno-mésozoïque du Broad Fourteens Basin/Récapitulation

DISCUSSION

1. Contrôle de l'inversion structurale des bassins intraplaques au Crétacé supérieur
 - 1.1. Comparaison de l'évolution des principaux bassins du Sud de la Mer du Nord au Crétacé supérieur
 - 1.2. L'enregistrement sédimentaire d'événements crétacé supérieur dans des bassins de l'Europe de l'Ouest
 - 1.3. La cinématique des plaques au Crétacé supérieur au pourtour de l'Europe
2. L'organisation du remplissage sédimentaire des bassins intraplaques : un marqueur des variations de contraintes, des apports sédimentaires et de l'eustatisme
 - 2.1. L'effet de variations de contraintes en domaine intraplaque
 - 2.2. La corrélation temporelle des événements stratigraphiques et tectoniques en domaine intraplaque

INTRODUCTION

L'étude de l'évolution céno-mésozoïque d'un bassin du Sud de la Mer du Nord a été proposée par les responsables du service "Exploration" de Elf-Petroland, et initialement tout spécialement par J.C. Seguin et J.M. Flament. Plusieurs raisons les ont conduits à faire appel à des universitaires pour ce travail :

- il existe dans les archives des industries pétrolières d'exploration de nombreuses données possédant un contenu scientifique précieux, mais partiellement exploité,
- les contraintes économiques conduisent chaque équipe d'ingénieurs "exploration" à travailler sur des prospectus d'extension limitée, rendant difficile une vision plus régionale de l'évolution des bassins et des phénomènes contrôlant leur histoire.

De nombreux problèmes relatifs à ce manque d'étude régionale se sont posés, et notamment ceux liés aux inversions structurales du Crétacé Supérieur. J.C. Seguin et J.M. Flament ont jugé qu'une étude non seulement régionale, mais également rétrotectonique était indispensable pour tenter de résoudre ces problèmes, et qu'il serait souhaitable d'adopter une approche cinématique basée sur des méthodes d'équilibrage.

Ce travail, confié à l'Institut de Géologie de l'Université de Grenoble a été divisé en deux parties complémentaires : l'une traitée par H. Trichon et est en cours d'élaboration, l'autre est présentée dans ce mémoire.

Dans cette thèse, le travail est exposé en deux temps :

- Dans la première partie, les méthodes d'étude de l'enregistrement sédimentaire dans un bassin sont d'abord détaillées. Ces méthodes permettent d'analyser, de synthétiser et d'organiser la présentation des informations géométriques et temporelles contenues dans un bassin. A partir de ce travail, il est alors possible d'estimer différentes grandeurs (taux d'extension et / ou de raccourcissement, vitesse de subsidence....) dont les valeurs pourront être comparées à celles d'autres exemples géologiques et être intégrées dans des modèles. C'est grâce à ces comparaisons et à ces efforts de quantification que l'on peut espérer

séparer dans l'évolution d'un bassin l'effet des phénomènes superficiels de ceux plus profonds.

Je répertorie d'abord et de façon succincte les phénomènes qui sont susceptibles d'affecter le remplissage sédimentaire d'un bassin intraplaque. Puis, j'aborde plus particulièrement le problème du polyphasage tectonique. Cette superposition de phases favorise l'influence de l'héritage structural et fait de chaque bassin étudié un cas spécifique. Je rappelle ensuite quelques méthodes d'étude des bassins sédimentaires en développant plus particulièrement celles nécessaires à l'étude de l'inversion. Finalement, je précise certains points d'application des méthodes d'équilibrage géométrique permettant de tester la cohérence de l'évolution structurale d'un bassin et de son enregistrement sédimentaire.

- La deuxième partie de ce travail concerne l'étude d'un bassin intraplaque, le Broad Fourteens Basin, auquel les méthodes rappelées précédemment ont été appliquées.

L'évolution géodynamique depuis le Crétacé du Broad Fourteens Basin et les mouvements verticaux différentiels d'une de ses bordures ont été analysés (j'ai eu recours, dans cette partie, à certains résultats obtenus par Henri Trichon, le détail de ces travaux n'est cependant pas exposé et sera présenté dans sa thèse), conduisant par la suite à considérer les styles tectoniques et par là-même, les relations entre socle et couverture.

Tous ces résultats ont été synthétisés sous la forme d'une coupe régionale à travers le bassin, coupe en outre testée par la méthode des coupes équilibrées. L'étude de l'évolution céno-mésozoïque du Broad Fourteens Basin a été complétée par une vision plus globale du contexte du Sud de la Mer du Nord.

- Pour conclure, je discute des relations existant entre l'enregistrement sédimentaire, les inversions structurales du Crétacé supérieur de certains bassins intraplaques, et la cinématique des plaques aux pourtours de l'Europe à cette même période.

Le tableau 2 et les figures, dont les numéros suivent, ont été réalisés dans le cadre d'une convention de recherche ELF PETROLAND/Université Joseph Fourier :28, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 59, 63, 65, 67, 69, 75, 76, 84, 97, 104, 106, 111, 117.

PARTIE I

Une analyse des déformations à travers l'enregistrement sédimentaire : relations et méthodes

I - LES PRINCIPAUX FACTEURS CONTROLANT LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE D'UN BASSIN

1. Organisation des corps sédimentaires

L'étude de l'organisation des corps sédimentaires a été particulièrement développée par P. Vail et ses collaborateurs (Vail et al., 1977 ; Vail et al., 1987). C'est un outil fondamental pour les stratigraphes et pour l'étude de l'évolution des bassins sédimentaires. Son application nécessite l'usage d'un vocabulaire précis dont j'explicitai brièvement les termes principaux afin d'éviter d'éventuelles confusions dans la suite de ce travail.

1.1. Espace disponible pour la sédimentation

Il s'agit de l'espace potentiellement disponible pour l'accumulation de sédiments entre le fond de la mer et le niveau marin.

Les variations de cet espace disponible sont fonction de celles des trois facteurs principaux : la subsidence, les apports sédimentaires et l'eustatisme. L'organisation géométrique des corps sédimentaires reflète ainsi les variations de l'espace disponible ; celui des trois facteurs cités ci-dessus qui montre les variations les plus rapides tient le rôle prépondérant dans cette édification.

Plusieurs écoles s'affrontent sur ce dernier point. Ainsi, Vail affirmait que la géométrie des corps sédimentaires est façonnée par les variations eustatiques du niveau marin, qui sont plus rapides que les vitesses de subsidence - soulèvement - même en contexte tectonique, et que celles des variations des apports sédimentaires. Il favorise l'origine glacio-eustatique des fluctuations du niveau marin dans l'organisation des dépôts, car une fréquence élevée de ce phénomène lui semble plus aisément envisageable que celle de montées/descentes régulières du substrat. D'autres (Watts et Cloetingh), moins catégoriques, s'opposent à cette généralisation. Cloetingh (1985) propose un modèle dans lequel l'organisation des dépôts peut également être affectée par la variation régionale des contraintes intra-plaques, provoquant soit une montée relative, soit une chute relative du niveau marin. Mais quelle que soit l'opinion de ces auteurs, le seul élément d'observation directe est la variation de l'espace disponible. Le reste résulte d'une interprétation au second degré, jamais facile à interpréter.

L'érosion est un phénomène qui peut se produire de façon modérée pendant l'immersion sous l'action de courants marins, ou en période d'émersion sous l'action d'agents physico-chimiques "subaériens".

Les phénomènes de sédimentation et d'érosion peuvent alterner en un même point par le jeu des mouvements verticaux du niveau marin et/ou du substratum. Cette alternance est fonction de la localisation du niveau marin par rapport au dispositif de plate-forme.

1.2. Les cortèges sédimentaires

Les variations de l'espace disponible ont conduit Vail et ses collègues à définir trois types de cortèges sédimentaires selon que l'espace disponible diminue ou augmente, entraînant une sédimentation à l'aval ou à l'amont du dispositif de plate-forme continentale. Une séquence de dépôt est ainsi formée par la superposition de bas en haut d'un cortège de bas niveau marin, d'un cortège transgressif et d'un cortège de haut niveau marin. Elle est limitée vers le haut et vers le bas par des surfaces de discordance latéralement concordantes vers le bassin et considérées comme isochrones par Vail et al (1977). Ces trois cortèges sédimentaires sont, chacun, caractérisés par une organisation géométrique et une évolution faciologique particulières observables, l'une à partir de l'analyse de nombreuses sections sismiques (échelle régionale), et l'autre par des études diagraphiques et biostratigraphiques (fig. 1).

1.3. Les éléments morphologiques

1.3.1. Plate-forme continentale/marge

La plate-forme continentale est la surface située en aval de la ligne de côte ouverte sous une colonne d'eau inférieure à 200 m. Elle est limitée en aval par la bordure du bassin.

Dans la deuxième partie de ce travail, le terme de marge, zone de bordure peu pentée en amont d'une région déprimée sera préféré à celui de plate-forme pour les raisons suivantes :

- la tranche d'eau sous laquelle se produit le dépôt a varié au cours des temps géologiques (shales à sables deltaïques et même continentaux).
- l'épaisseur d'eau lors du dépôt n'a pas été l'objet d'étude de notre part et n'est pas toujours évidente : la profondeur de dépôt de la craie est incertaine.

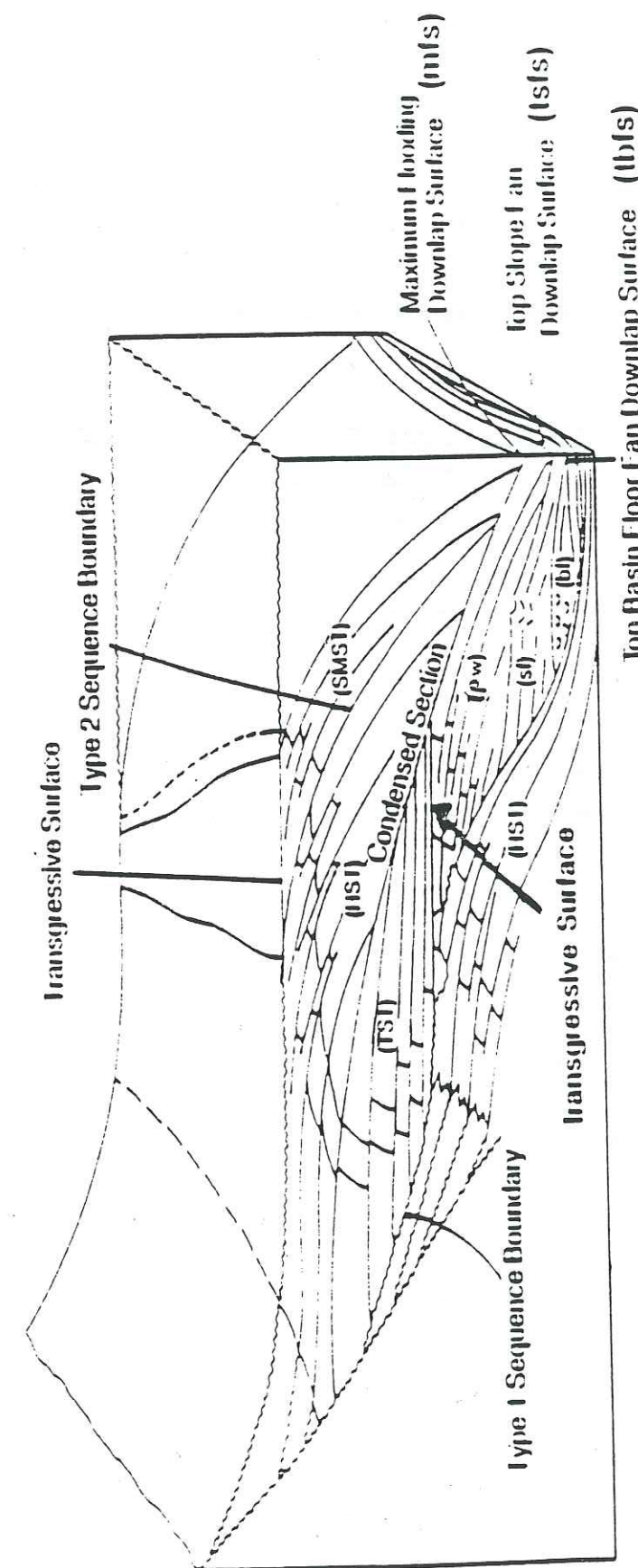


Figure 1 : Organisation des cortèges sédimentaires (d'après Vail et al., 1990).

HST : cortège de haut niveau marin

LST : cortège de bas niveau marin

TST : cortège transgressif

1.3.2. Bassin sédimentaire

Il s'agit d'une zone déprimée sur le fond (plat ou concave) où s'accumulent préférentiellement les sédiments. Leur répartition et leur faciès sont fonction, entre autres, de l'espace disponible pour la sédimentation. Un bassin peut être contrôlé morphologiquement par des failles actives. Dès lors, l'emploi de ce terme est délicat sur une longue période car le rôle structural des failles de bordure et le contexte auquel se rattache le bassin évoluent (fig. 2). Dans la suite de ce mémoire, on constatera par exemple que le Broad Fourteens Basin (Sud de la Mer du Nord) au Jurassique supérieur n'est pas le même que le Broad Fourteens Basin au Crétacé inférieur : il n'est pas contrôlé par les mêmes failles et n'a pas la même extension.

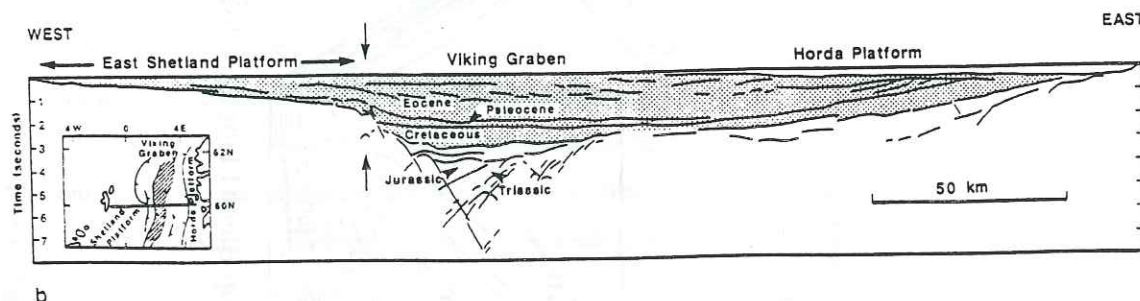


Figure 2 : Profil sismique longue écoute à travers le Viking Graben : cette figure montre que les limites du Viking Graben à la fin du Jurassique sont différentes des limites du Viking Graben au Crétacé et au Tertiaire (d'après White et McKenzie, 1988).

1.4. Les apports sédimentaires

Leur nature, leur abondance et leur répartition sont fonction du climat, du relief et du niveau relatif de la mer, ennoyant ou non le relief.

Leur abondance favorise l'enregistrement des variations relatives du niveau de la mer puisqu'elle permet aux différentes discordances de s'exprimer et de s'individualiser. Ainsi la fréquence des événements enregistrés augmente-t-elle lorsque les apports sédimentaires sont importants et que la subsidence et/ou les variations de l'eustatisme sont suffisantes pour que l'espace disponible reste toujours positif, une émergence exposant les dépôts à l'érosion présente le risque d'effacer la plupart des événements enregistrés dans l'organisation des dépôts.

2. Les mouvements verticaux

2.1. Le problème du repère

Le concept de mouvement nécessite la définition d'un repère unique. La mobilité de la terre d'une part, et celle du niveau marin d'autre part ont mené à l'établissement de divers référentiels jamais entièrement satisfaisants.

Aussi est-il préférable, surtout dans le cas d'une étude locale, d'employer l'expression de variations relatives du niveau de la mer. Celles-ci correspondent, soit à des fluctuations réelles du niveau de la mer, soit à des fluctuations des vitesses de subsidence, soit à une combinaison des deux.

Des changements relatifs du niveau marin simultanés et affectant des régions suffisamment espacées sur le globe sont interprétés comme des variations globales du niveau marin.

2.2. Le problème du sens

- Pour les changements du niveau marin, il est délicat de parler de sens du mouvement tant qu'on n'a pas établi de repère fixe. Aussi se réfère-t-on toujours à l'état précédant celui que l'on considère pour invoquer soit une baisse, soit une élévation du niveau marin. Il s'agit donc d'un sens relatif.

Des mesures absolues de la position du niveau marin sont proposées par la courbe eustatique de Vail et al (1987). Elles prennent pour origine le niveau actuel à court terme du niveau marin, mais il existe probablement une grande dérive due au cumul des incertitudes de ces mesures.

- Pour décrire le sens des variations relatives du niveau marin, on s'appuie sur des repères faciologiques, c'est-à-dire sur l'évolution des faciès sédimentaires sur une même verticale (évolution dans le sens de l'approfondissement ou de l'émergence). Quelques termes consacrés, dont on fera usage dans ce mémoire sont définis ci-dessous.

On qualifie une séquence sédimentaire de transgressive si sa tendance générale considérée sur une même verticale montre un approfondissement du milieu du dépôt. Les unités qui la composent sont alors rétrogradantes. Une séquence de comblement (ou régressive) est constituée par des unités progradantes (vers le bassin) ; enfin, les dépôts associés à une stagnation de l'espace disponible pour la sédimentation sont dits aggradants car verticalement, leur faciès n'évolue pas.

2.3. Origine des mouvements verticaux

2.3.1. Variations globales du niveau marin (eustatisme)

Les variations globales du niveau marin sont principalement dues :

- soit aux changements de volume de la masse d'eau des océans (glaciations, changements de température de l'eau) (Sahagian et Watts, 1991).
- soit aux changements du volume des bassins océaniques principalement occasionnés par les variations du taux d'expansion océanique. Plus régionalement, l'interaction des fluctuations des contraintes intra-plaques et de la déflexion de la lithosphère sous la charge sédimentaire (modèle de Cloetingh, paragraphe I.3), les événements géotectoniques et le remplissage sédimentaire peuvent également modifier le volume des bassins.

2.3.2. Mouvements du substrat : subsidence et surrection

La subsidence est le mouvement d'enfoncement d'une région. On doit distinguer différentes significations selon qu'il s'agit d'un terme :

- descriptif (géométrique),
- lié à la géodynamique,
- lié au résultat d'un modèle numérique.

On peut appliquer au terme surrection la plupart des concepts liés à la subsidence en inversant l'orientation du vecteur mouvement. Dans la suite du paragraphe, ces mouvements du substrat sont regroupés sous le terme subsidence pour des raisons de clarté et de concision.

2.3.2.1. Termes descriptifs

- Subsidence régionale

L'enfoncement de la région est progressif. Il n'est pas contrôlé par des accidents tectoniques et se produit à grande échelle.

- Subsidence différentielle

L'enfoncement est lié au jeu de failles normales et se localise préférentiellement à leur niveau. Dans le cas d'un rift, la subsidence différentielle contrôle la géométrie et l'extension du bassin.

La subsidence différentielle induit des variations latérales de faciès et/ou d'épaisseurs assez brutales, témoignant des variations de l'espace disponible de part et d'autre des accidents tectoniques actifs.

2.3.2.2. Termes d'origine géodynamique

Trois phénomènes dynamiques contribuent à la subsidence. Il s'agit de la subsidence tectonique (sens strict), de la subsidence thermique (fig. 3) et de la subsidence engendrée par la charge sédimentaire.

- subsidence tectonique (sens strict)

Elle est engendrée par l'amincissement crustal consécutif à l'extension. Celui-ci se traduit par de la subsidence dans le bassin et entraîne un mouvement de compensation isostatique instantané à l'échelle des temps géologiques. En outre, la tectonique cassante dans la croûte supérieure induit des mouvements différentiels le long des accidents. La compensation isostatique peut avoir une influence horizontale plus régionale que l'amincissement crustal qui l'a provoquée. Elle peut être à l'origine d'une remontée réelle du compartiment situé au mur de la faille bordière lorsque la rigidité (paramètre gouvernant la réponse isostatique de la lithosphère) est suffisamment importante (Chéry et al., 1991).

- subsidence thermique

L'amincissement crustal et/ou lithosphérique selon le mécanisme d'extension envisagé (paragraphe 4 de ce chapitre) provoque dans un premier temps une remontée de matériaux profonds. La contraction thermique liée à leur refroidissement progressif engendre, pour maintenir l'équilibre isostatique, une subsidence dite thermique.

- subsidence liée à la charge sédimentaire

Sous l'effet de la charge sédimentaire qui se dépose dans l'espace disponible créé par l'extension, la lithosphère s'enfonce par compensation isostatique. Selon la raideur de la plaque lithosphérique, cette compensation est locale ou régionale. Pour des bassins, on considère que la rigidité de la plaque est faible, et par conséquent, la compensation isostatique associée à la charge sédimentaire s'exprime plutôt localement.

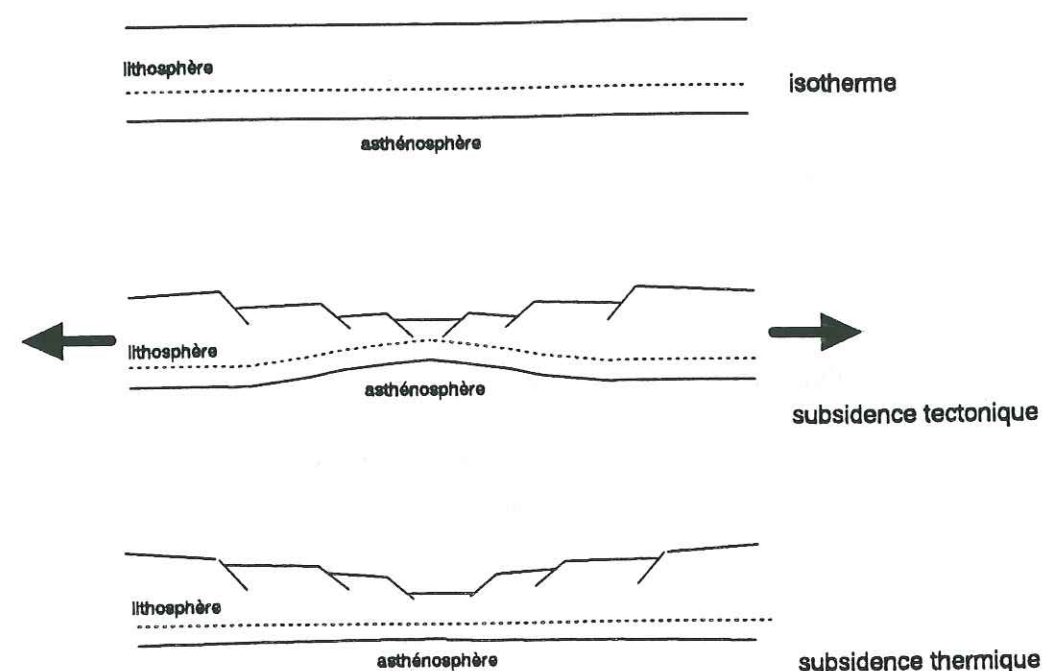


Figure 3 : Etapes de subsidence tectonique et de subsidence thermique d'un bassin

Ces trois types de subsidence sont liés au cours de l'évolution géodynamique d'une marge ou d'un bassin. Pour séparer leurs effets respectifs, une analyse de l'agencement des corps sédimentaires successifs et des rapports des dépôts avec les accidents tectoniques est nécessaire. Elle doit être complétée par la comparaison de l'évolution de la marge ou du bassin considéré à des modèles numériques (Mc Kenzie, 1978 ; Wernike, 1985 ; Coward, 1986).

2.3.2.3. Termes liés à un modèle

Nous reviendrons plus loin sur les modèles, mais certains termes sont cependant consacrés.

- Les termes spécifiques liés aux techniques de décompaction

La subsidence totale résulte de la subsidence tectonique, de la subsidence thermique et de la subsidence liée au poids des sédiments.

La technique du *back-stripping* (décompaction) permet de mieux évaluer la part relative de chacun des phénomènes dans la subsidence totale. En effet, après décompaction, on

peut reconstituer l'histoire de la subsidence du socle. En retirant la subsidence liée au poids des sédiments, on obtient la subsidence du socle induite par les phénomènes tectoniques initiaux et les rééquilibrages thermiques qui suivent, et qui est classiquement appelée subsidence tectonique (au sens large).

Dans le cas d'une compensation isostatique locale, la subsidence liée à la charge sédimentaire est fournie par (Sclater et Christie, 1980) :

$$\Delta Z = \frac{h(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)}$$

ρ_m :	densité du manteau	ρ_s :	densité des sédiments
ρ_w :	densité de l'eau	h :	épaisseur des sédiments

On peut ainsi attribuer environ 2/3 de la subsidence d'un bassin à la subsidence liée à la charge sédimentaire, et 1/3 aux subsidences tectonique et thermique réunies (Watts et Steckler, 1979).

- Les termes liés à l'évolution du bassin ou d'une marge

Le modèle de McKenzie (1978) propose une évolution simplifiée d'un bassin en considérant qu'elle comporte deux stades : le stade "étirement" initial et le stade "thermique". Ils donnent respectivement lieu à :

- la subsidence syn-rift ou initiale liée à l'amincissement crustal. Elle est tectonique.
- la subsidence post-rift ou subsidence thermique. C'est une subsidence régionale liée à la diminution de l'anomalie thermique créée lors de l'étirement. Dès sa mise en place, les dépôts contemporains de la subsidence post-rift scellent l'activité tectonique qui caractérise la subsidence syn-rift, et envahissent peu à peu les marges de la zone étirée.

Même si la plupart des modèles ont compliqué ce schéma de base, les termes syn-rift et post-rift liés à ce modèle ont conservé une connotation dynamique.

Notons ici que Cooper et Williams (1989) utilisent l'appellation syn-rift pour décrire la sédimentation contemporaine de l'extension, laquelle n'aboutit pas nécessairement à un système de rift. Dans la deuxième partie de ce travail, j'emploierai également les appellations syn-rift et post-rift pour désigner les dépôts respectivement contemporains de la subsidence tectonique et de la subsidence thermique d'un bassin ou d'un graben.

3. La notion d'inversion

3.1. Méthode de description

Au sens le plus large, le terme désigne l'arrêt d'un régime de subsidence pour un régime de soulèvement, et vice versa.

Dès que l'on ajoute à cette notion d'inversion la notion de mouvement différentiel entre le toit et le mur d'une faille, les cas de figures sont très nombreux. C'est pourquoi j'en ai proposé une classification géométrique, étroitement liée d'ailleurs aux conditions géodynamiques si la faille étudiée est considérée comme la faille de bordure entre un bassin et sa marge (Fig. 4). Elle est basée sur deux notions : la subsidence différentielle et l'espace disponible à la sédimentation. Sur le diagramme présenté sur la figure 4, j'ai placé la subsidence différentielle ($\bar{T}_b - \bar{T}_m$) en abscisse, et la subsidence au pied de la faille (\bar{T}_b) en ordonnée. L'orientation du vecteur résultant (\bar{T}_e), (\bar{T}_e) étant défini comme la somme des vecteurs ($\bar{T}_b - \bar{T}_m$) et (\bar{T}_b) permet de décrire la succession des cas schématisés sur le diagramme (fig. 4) où sont représentés de façon symbolique les sédiments érodés (entre les pointillés et la surface érodée), les sédiments déposés (motif en briques) et la zone tectonique active. Si celle-ci est considérée comme la bordure d'un bassin, (\bar{T}_b) est la subsidence dans le bassin, et ($\bar{T}_b - \bar{T}_m$) est la subsidence différentielle entre le bassin et la marge. Les quatre quadrants correspondent alors respectivement à la formation du bassin (1), à son inversion structurale sous-marine (2) d'abord, à son inversion structurale émergée si le raccourcissement se poursuit (3) et à de l'extension contemporaine d'une surrection (4).

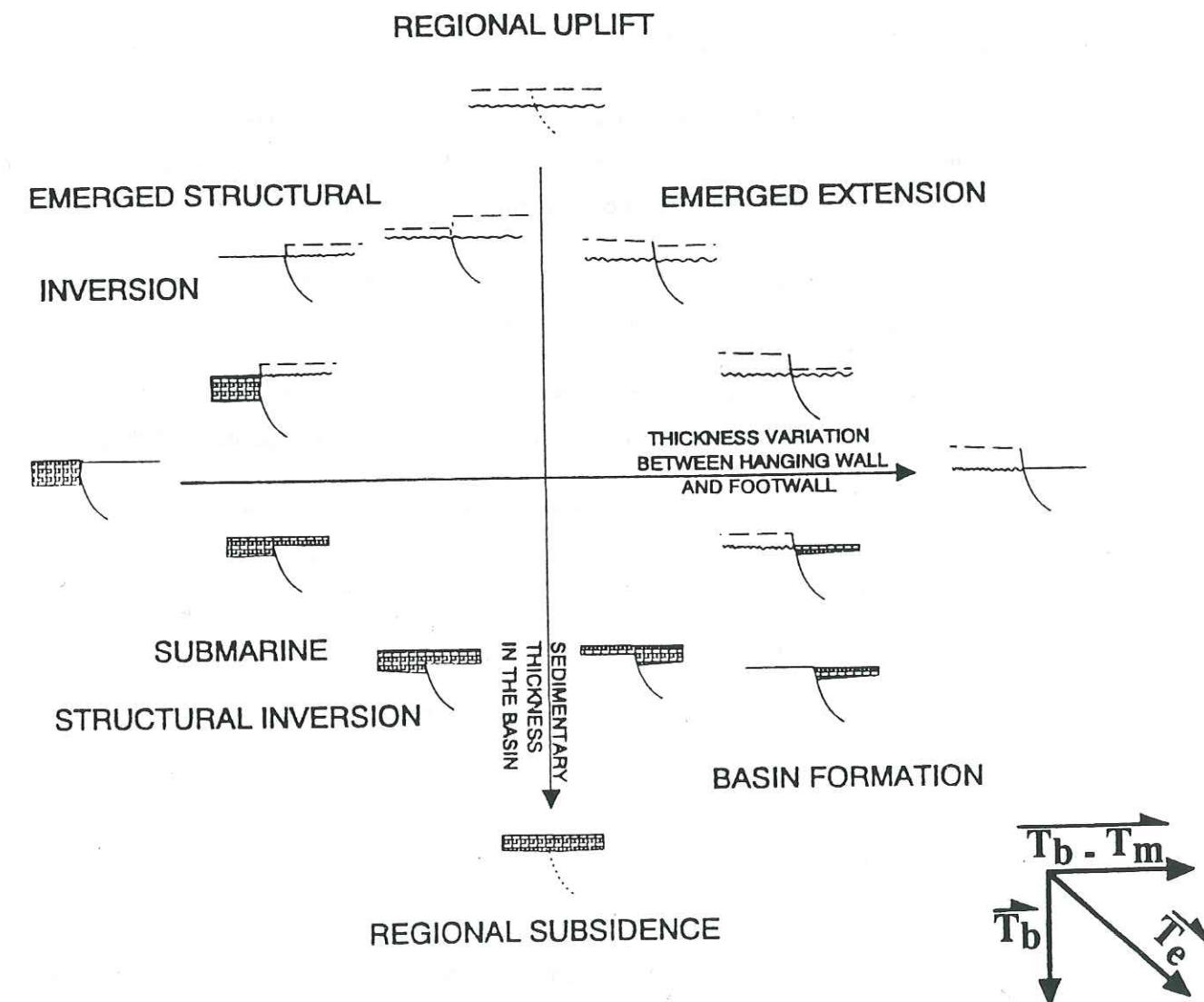
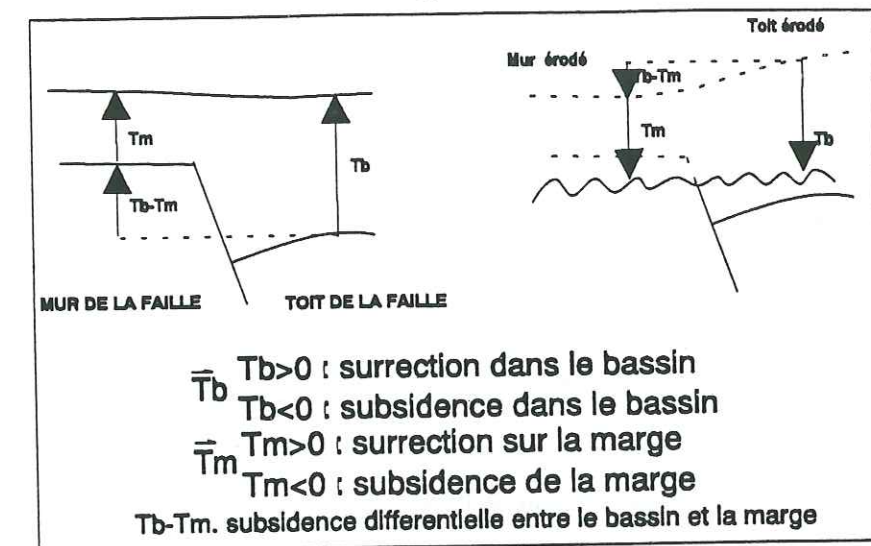


Figure 4 : Méthode de description de l'évolution structurale d'un système de failles.

Si on assimile le système de faille à la bordure d'un bassin, alors les quatre quadrants définissent respectivement la formation du bassin (1) ; l'inversion modérée du bassin avec des dépôts plus importants sur la marge qu'à l'aplomb du bassin (2) ; l'inversion du bassin avec d'abord érosion uniquement du bassin, puis érosion du bassin et de la marge (3) ; une extension contemporaine d'une période d'émersion et d'érosion (4).

$T_b > 0$: érosion du bassin
 $T_m > 0$: érosion de la marge

$T_b < 0$: subsidence du bassin
 $T_m < 0$: subsidence de la marge

En cumulant les vecteurs élémentaires (\vec{T}_e) définis pour chaque intervalle de temps dans un même site, on obtient un diagramme décrivant l'histoire des mouvements verticaux de cette zone (paragraphe 5.2.2, chapitre III).

Je présente ci-dessous une brève revue des types d'inversion en envisageant aussi bien leur origine tectonique, thermique ou isostatique.

3.2. Origine géodynamique de l'inversion

3.2.1. Inversion tectonique

Une inversion tectonique se produit quand le système de contraintes change. Dans les niveaux crustaux moyens à supérieurs, une inversion du sens du déplacement le long des accidents structuraux pré-existants est associée à ce changement de régime de contraintes.

L'inversion d'un régime de contraintes correspond à des changements majeurs dans l'arrangement des plaques lithosphériques mondiales (Bally, 1984).

Une région dont la subsidence a été transposée en soulèvement s'exprimant le long d'accidents structuraux est une région qui a subi une inversion structurale positive (Harding, 1985).

Dans le cas d'une région en cours de surrection et soumise à une subsidence s'exprimant le long d'accidents tectoniques, certains parlent d'une inversion structurale négative (Glennie et Boegner, 1981). Cette appellation a été discutée et a été remise en cause entre autres par Stoneley (1989), Ziegler (1989).

On peut décrire des inversions à différentes échelles.

3.2.1.1. Inversion à l'échelle d'un bassin

Un bassin inversé est une structure dont l'histoire subsidente est momentanément ou non interrompue par un soulèvement s'exprimant le plus souvent le long d'accidents tectoniques. L'inversion n'affecte pas nécessairement tous les points du bassin simultanément. Les séries sédimentaires déposées dans le bassin où elles sont initialement plus épaisses que sur sa marge (pour un faciès identique), deviennent, après inversion puis érosion, paradoxalement plus minces à

l'aplomb du bassin qu'à l'aplomb de la marge. Bally (1984) parle de réajustement du remplissage sédimentaire. Ce phénomène conduit à une inversion du relief momentanée ou permanente.

On parle d'inversion partielle tant que la quantité de raccourcissement est inférieure à celle de l'extension, et d'inversion totale quand la quantité de raccourcissement égale celle de l'extension (Fig. 5). Dans le cas d'une chaîne de collision, l'inversion est si importante qu'elle excède le stade de l'inversion totale, c'est-à-dire que la quantité de raccourcissement dépasse celle de l'extension.

3.2.1.2. Inversion à l'échelle d'un accident tectonique

Une inversion (structurale) positive correspond à la surrection des formations au toit d'une faille sous l'effet de la réactivation de celle-ci suite à un raccourcissement (Gillcrist et al., 1987).

Dans le cas d'un mouvement décrochant, l'irrégularité fréquente de la géométrie et de la direction des accidents conduit à des inversions locales au toit de la faille.

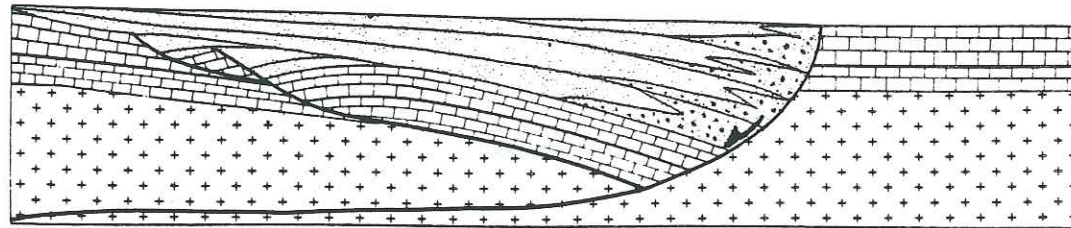
Si la faille est trop raide, des fracturations secondaires se branchent sur l'accident préexistant partiellement réactivé, générant ainsi une trajectoire plus favorable au raccourcissement et aboutissant à une géométrie en *shortcut* (Gillcrist et al., 1987). Des exemples de ces géométries sont présentés au chapitre II.

3.3. Origine "thermo-dynamique" dans un contexte d'extension

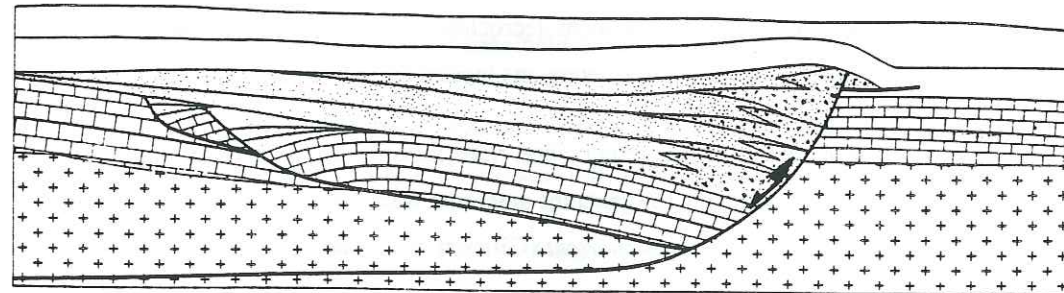
Ce type d'inversion est lié à l'évolution d'une marge ou d'un bassin dans la plupart des modèles d'extension. Il s'agit :

- du basculement des blocs conduisant à la surrection de leur tête (Moretti et Colletta, 1988), (fig. 6),
- de la compensation isostatique réalisée à une échelle plus régionale que celle du bassin. Si la lithosphère conserve une certaine rigidité sous un rift, la décharge relative que constitue la formation du bassin induit une flexion vers le haut de la lithosphère. Cette remontée est masquée sous le bassin lui-même par l'étirement, mais peut s'exprimer par une remontée des marges (Beaumont, 1978 ; Chéry et al., 1991 ; Egan, 1992), (fig. 7). Pendant la période post-rift consécutive à l'étirement, les marges s'affaissent et la sédimentation reprend après une surrection momentanée.

DEMI-GRABEN AVEC CROISSANCE



PETITE INVERSION



INVERSION TOTALE

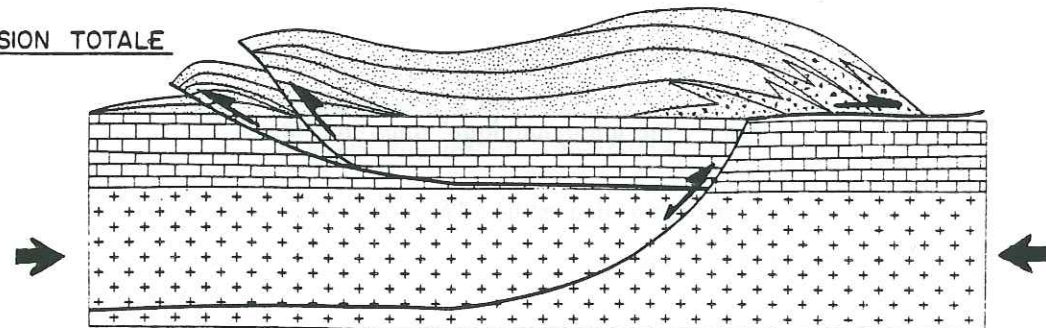


Figure 5 : Schéma illustrant une inversion partielle et une inversion totale
(d'après Bally, 1984)

- de l'étirement hétérogène, avec un étirement dans le manteau supérieur à celui dans la croûte. Dans ce cas, la perturbation initiale peut induire une remontée de roches mantelliques chaudes dont la relative légèreté induit une surrection momentanée (Coward, 1986).

Mais il faut noter que les réajustements thermiques profonds avec leur effet "retardé" finissent la plupart du temps par induire une subsidence. La surface d'érosion créée lors de la surrection se retrouve dans la pile sédimentaire. Les inversions liées à l'évolution géodynamique d'un bassin et de ses marges sont étudiées de façon plus détaillée pour différents modèles dans le paragraphe 4 de ce chapitre (fig. 9).

3.4. Autres types d'inversion

3.4.1. Inversion d'origine isostatique

Elle est liée à la remise à l'équilibre de la lithosphère en réaction à un changement de charge. Celui-ci peut être dû à la présence ou non d'une calotte glaciaire (subsidence actuelle des Pays-Bas et d'une partie du Nord de l'Allemagne en réponse à la surrection de la Scandinavie suite à la fonte de la calotte fennoscandinave), à une importante quantité de lave émise par un volcan... L'accumulation de nappes sédimentaires aboutit à un effet similaire et à une migration des bombements à la périphérie des bassins d'avant-pays dans les chaînes de collision (Beaumont, 1981 ; Karner et Watts, 1983 ; Royden et Karner, 1984). La compensation isostatique est un phénomène instantané à l'échelle géologique (quelques milliers d'années) ; l'étendue des régions qu'elle affecte dépend, de la surface de la surcharge et de la rigidité de la plaque lithosphérique sous-jacente.

3.4.2. Inversion liée aux fluctuations des contraintes intra-plaques

L'interaction entre les fluctuations des contraintes intra-plaques et de la déflexion de la lithosphère sous la charge sédimentaire peut conduire à une inversion momentanée des mouvements d'affaissement ou de surrection en cours (Cloetingh, 1985). Ainsi, dans un contexte de subsidence thermique, une fluctuation de quelques centaines de bars peut-elle provoquer un rétrécissement du bassin sédimentaire et un bombement de la plaque à sa périphérie. Qu'il y ait ou non émergence des flancs du bassin, il s'ensuit une baisse apparente du niveau marin dont l'expression stratigraphique (offlap et éventuel changement de faciès) est similaire à celle produite par une baisse globale du niveau marin (fig. 8a). Ce phénomène semble affecter aussi bien de vastes régions (plusieurs centaines de km) que des structures de taille beaucoup plus réduite (quelques dizaines de km).

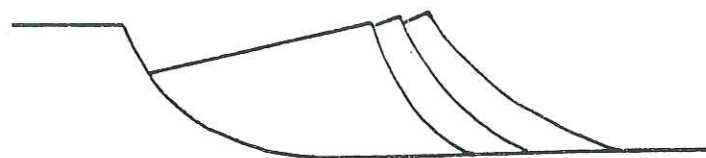


Figure 6 : Adjustment at the crest of the block (d'après Moretti et Colletta, 1988)

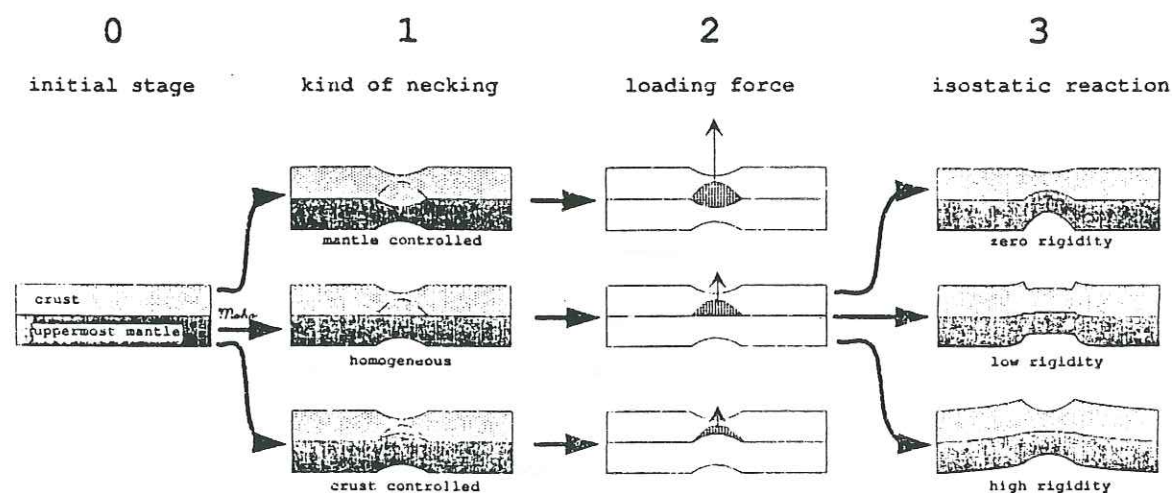


Figure 7 : (d'après Chéry et al., 1991)

Conceptual model of rifting. The different hypothetical stages correspond to :

- 0 for the initial stage;
- 1 for the necking stage;
- 2 for the loading stage where the gravity is setted up; the upper case corresponds to plastic necking localized inside the upper mantle, whereas the lower case corresponds to the opposite situation. The middle case represents an intermediate situation where the crust and the mantle deform homogeneously;
- 3 for the isostatic rebound (only drawn for the homogeneous necking case); depending on the rigidity of the plate, an homogeneous stretching may produce no uplift (local isostasy), a small wavelength uplift (low rigidity) and long wavelength uplift (high rigidity).

La figure 8b montre qu'une variation des contraintes intra-plaques de quelques dizaines de kbars peut influencer l'organisation des dépôts ; la vitesse de ces variations est de 1 à 2 MA.. La fréquence de ce phénomène est telle qu'elle rend compte des cycles de 3^{ème} ordre de la courbe des variations du niveau marin de Vail.

3.4.3. Inversion d'origine thermique

La perturbation thermique de l'asthénosphère à l'aplomb d'un *hot-spot* provoque une surrection initiale des terrains encaissants, suivie d'une subsidence liée à l'atténuation de l'anomalie thermique. C'est le mécanisme qui était envisagé dans le cas du rifting "actif" (Sengor et Burke, 1978).

En conclusion à cette brève revue des différents types d'inversion, l'origine des mouvements verticaux qui engendrent de l'inversion est liée aussi bien à la création d'un bassin, à un réajustement thermique ou isostatique, qu'à un changement de l'état des contraintes.

4. Quelques modélisations de l'évolution d'un bassin

De nombreux modèles d'évolution géodynamique des bassins ont été proposés depuis une quinzaine d'années grâce au développement des techniques de calcul et d'investigation des structures profondes de la lithosphère.

On présente ici quelques modèles susceptibles d'être appliqués au cas de la Mer du Nord, dont celui de McKenzie (1978) et celui de Wernicke (1985) qui représentent les deux pôles extrêmes de toute une série de schémas d'extension possibles (fig. 9), (tableau 1).

Remarques :

1) Dans les modèles étudiés, l'ampleur de la surrection des flancs semble en effet dépendre essentiellement de la distribution de l'étirement mantellique. Cependant, Egan a montré que l'ampleur de la surrection est également fortement influencée par la quantité d'allongement, le

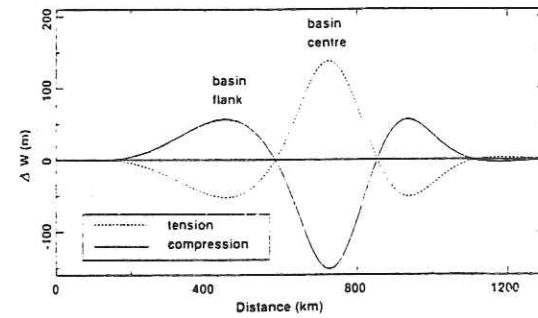


Figure 8 a : Les déflexions de la lithosphère induites par des changements de contraintes intraplaques : une augmentation de contraintes de 1 kbar produit un approfondissement du bassin et un soulèvement de ses marges tandis qu'une diminution des contraintes de 1 kbar induit une remontée du bassin par rapport à ses marges. (d'après Cloetingh, 1988).

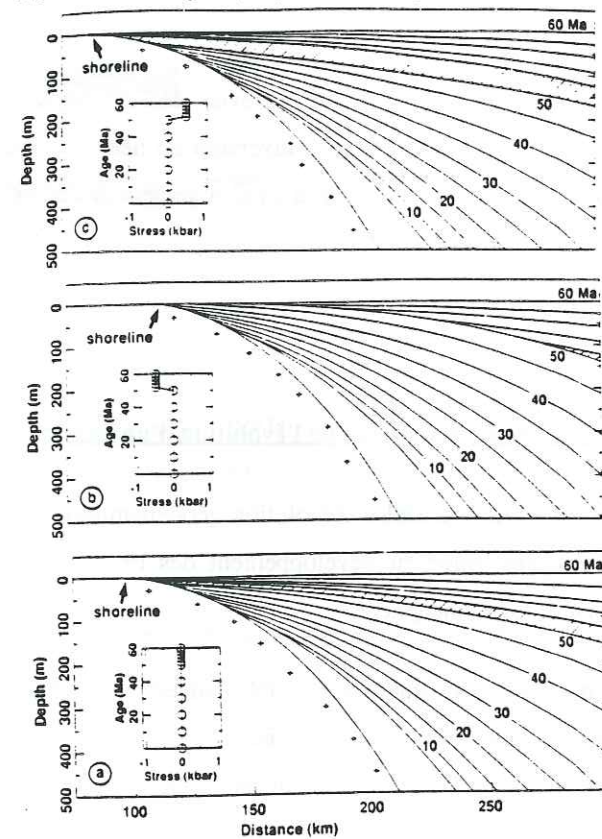
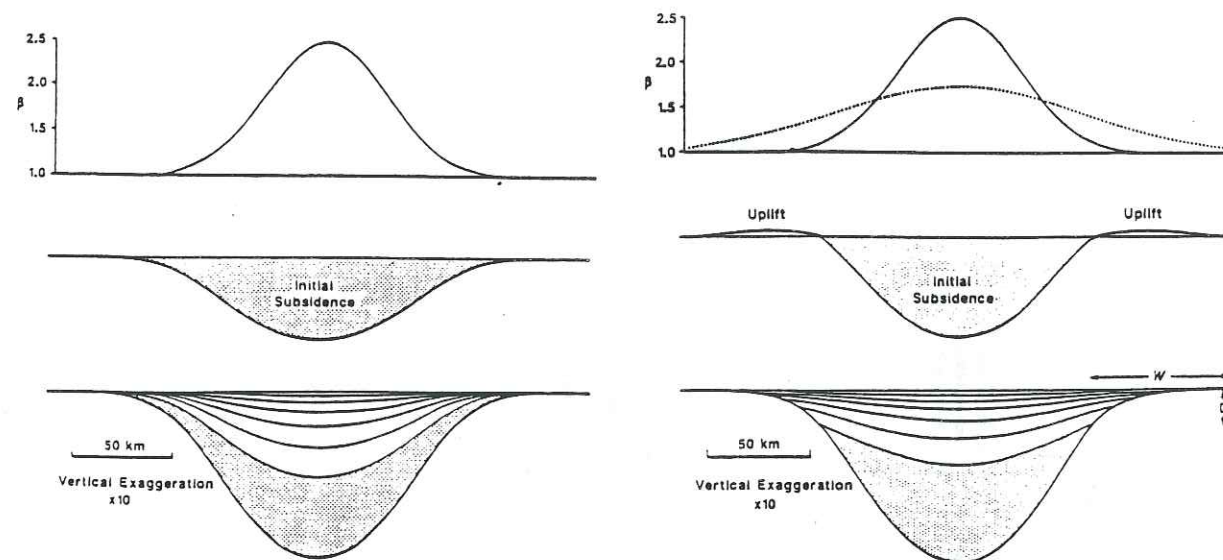


Figure 8b : Organisation des corps sédimentaires en bordure d'un bassin liée à la subsidence thermique et à la subsidence induite par la charge sédimentaire (d'après Kooi et al., 1989) :

- 1) Sans variation des contraintes intraplaques,
- 2) Avec une augmentation de 500 bar 50 MA après la formation du bassin, cette variation induit une remontée des marges du bassin et les corps sédimentaires progradent vers le bassin,
- 3) Avec une diminution de 500 bar 50 MA après la formation du bassin, cette variation induit un affaissement de la bordure sur laquelle les corps sédimentaires se disposent en onlap

	Mc Kenzie (1978)	Mc Kenzie et White (1983)	Reston (1990)	Coward (1986)	Wernicke (1985)
HYPOTHESES DE BASE					
similarités	<ul style="list-style-type: none"> processus de rifting passif (moteur = étirement et non pas remontée asthénosph.) étirement instantané modèle uniaxial 	<ul style="list-style-type: none"> Modèle synétrique Etirement d'une lithosphère "bi-couche" dans laquelle la distribution de l'étirement est différente pour la croûte et pour le manteau Modèle se basant sur la géométrie des dépôts dans les bassins d'allure "steep head" 	<ul style="list-style-type: none"> Modèle synétrique Etirement hétérogène Modèle se basant sur profils sismiques profonds en Mer du Nord 	<ul style="list-style-type: none"> Modèle asymétrique Amincissement hétérogène de la lithosphère 	<ul style="list-style-type: none"> Modèle asymétrique Etirement hétérogène le long d'un détachement plat lithosphérique Modèle se basant sur observations de terrains dans la province du Basin and Range
différences	<ul style="list-style-type: none"> Etirement de la lithosphère localisé sur la largeur du bassin et s'exprimant respectivement : <ul style="list-style-type: none"> - par des failles normales aboutissant à une géométrie synétrique du bassin - par déformation ductile dans les niveaux plus profonds. Remontée de l'asthénosphère localisée sous la zone d'étirement crustal et mantellique. Déformation en pure shear Les dépocentres post-rifts sont géométriquement coïncidents avec les dépocentres syn-rifts. 	<ul style="list-style-type: none"> Etirement du manteau plus étendu que celui de la croûte, et cependant au total $\beta_m = \beta_c$ Dans la croûte, la déformation cassante est synétrique. Le manteau lithosph. est étiré sous les flancs du bassin crustal provoquant leur surrection modérée, mais rapide. Déformation en pure shear. Les dépocentres post-rifts sont géométriquement coïncidents avec les dépocentres syn-rifts, mais ils les dépassent peu à peu (collaps sur socle). 	<ul style="list-style-type: none"> Suite à l'étirement, il y a déformation du manteau sous des cisaillements majeurs. Quelque soit le type de déformation envisagée, l'étirement mantellique affecte une zone plus vaste que l'étirement crustal. Les dépocentres post-rifts coïncident géométriquement avec les dépocentres syn-rifts, mais ils les dépassent peu à peu (collaps sur socle). 	<ul style="list-style-type: none"> Etirement de la lithosphère inférieure plus localisé que celui de la croûte supérieure : - l'amincissement dans la croûte supérieure aboutit à une subsidence tectonique faible et à un bassin asymétrique. - dans la lithosphère inférieure, l'amincissement important et localisé provoque une surrection de quelques centaines de mètres à son aplomb. Déformation en simple shear Chaque des deux zones a une subsidence thermique différente : <ul style="list-style-type: none"> - pas de subsidence thermique dans la croûte supérieure étirée, - la croûte inférieure étirée, dans la croûte supérieure étirée, la croûte inférieure regagne son élévation initiale et subside légèrement s'il y a eu érosion. 	<ul style="list-style-type: none"> L'extension s'exprime dans la lithosphère par : <ul style="list-style-type: none"> - un "détachement" lithosphérique très peu penté recoupant le Moho, et dont le toit est affecté par des failles normales dans la croûte supérieure. La géométrie du bassin créé est asymétrique. - un amincissement dans la croûte inférieure et dans le manteau lithosphérique, décalé par rapport à celui de la croûte supérieure. Chaque des deux zones a une subsidence thermique différente : <ul style="list-style-type: none"> - pas de subsidence thermique dans la croûte supérieure étirée, - la croûte inférieure étirée, dans la croûte supérieure étirée, la croûte inférieure regagne son élévation initiale et subside.
RESULTATS					
similarités	<ul style="list-style-type: none"> Distinction dans le temps de deux phases de déformation : <ul style="list-style-type: none"> - syn-rift, tectonique - post-rift, thermique La déformation syn-rift dans la croûte supérieure est cassante La sédimentation post-rift recouvre les flancs alors subsidents du bassin 				
différences					

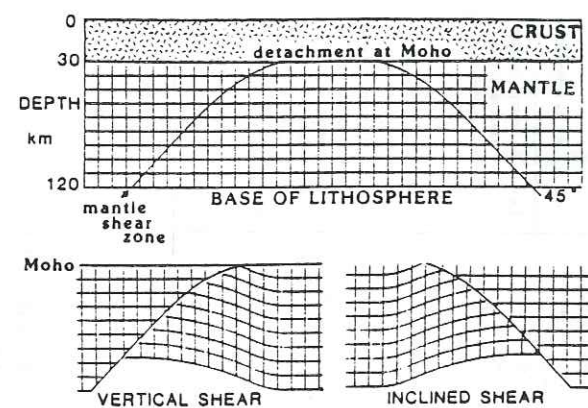
Tableau 1 : éléments de comparaisons entre les modèles d'étirement les plus classiques



Modèle de McKenzie (1978)

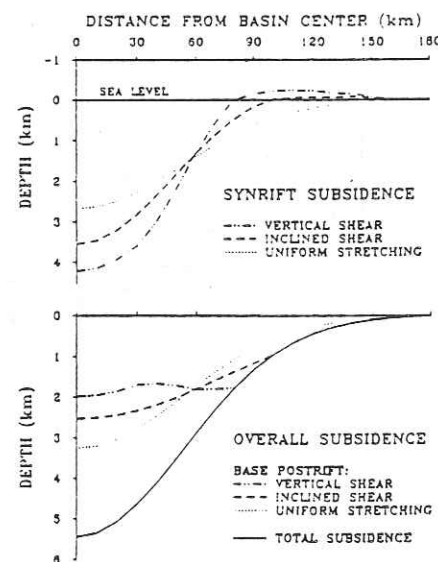
Modèle de White et McKenzie (1988)

1. Coefficient d'extension en fonction de la distance par rapport au centre du bassin. Dans le cas du modèle de 1988, le coefficient d'extension β_c dans la croûte est différent du coefficient d'extension β_m dans le manteau supérieur.
2. Subsidence syn-rift pour $\beta = 2.5$ et des sédiments de densité 2.0 g/cm^3 . Dans le cas du modèle de 1988, $\beta_c = 2.5$ et $\beta_m = 1.75$.
3. Subsidence totale 150 MA après l'étirement. Les lignes représentent la subsidence thermique tous les 25 MA. W : distance sur laquelle les sédiments post-rifts se déposent sur la marge, D est leur épaisseur maximale.



Modèle de Reston (1990)

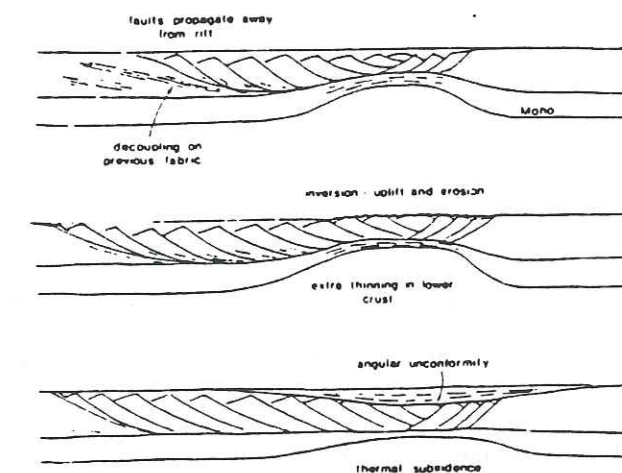
1. avant étirement
2. cisaillement vertical
3. cisaillement le long de plans inclinés



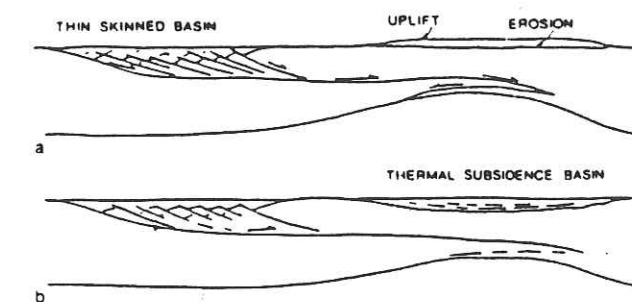
(Reston, 1990)

Déformations sur la bordure d'un bassin pour différents modes d'étirement

Figure 9



Modèle de Coward (1986)



Modèle de Wernicke (1985)

Ces six figures illustrent les modèles géodynamiques étudiés dans le tableau 1

Figure 9 (suite)

pendage des accidents majeurs et la rigidité de la lithosphère. Pour un allongement s'exprimant le long d'une seule faille listrique, des valeurs d'extension et de rigidité de la lithosphère raisonnables, il a calculé que la surrection du mur de la faille pouvait atteindre 1,5 km.

2) Le résultat pour lequel les modèles géodynamiques exposés ci-dessus divergent le plus concerne la répartition et la géométrie des dépôts post-rifts. Indépendante de l'héritage structural de la croûte supérieure, la subsidence post-rift reflète en effet directement la perturbation thermique consécutive à l'étirement de la lithosphère inférieure. La localisation et l'ampleur de l'affaissement thermique permettent en outre d'appréhender la distribution de l'étirement dans la croûte inférieure et dans le manteau. L'observation de la géométrie des dépôts associés à la subsidence post-rift semble donc être le meilleur moyen d'appréhender le mode de formation d'un bassin dont l'évolution géodynamique est déjà avancée (White, 1989).

II - INFLUENCE DE L'HERITAGE SUR L'EVOLUTION TECTONIQUE D'UN BASSIN

1. Introduction : la tectonique polyphasée

La tectonique polyphasée est une superposition de déformations tectoniques différant par leur âge et souvent par leur style. L'observation de chevauchements et de plissements au sein de bassins sédimentaires formés dans des contextes extensifs dénote un polyphasage tectonique. Ce polyphasage résulte d'un changement de champ de contraintes appliqué aux limites du système géologique considéré. Il semblerait que l'héritage structural joue un rôle important dans l'expression des déformations consécutives à un polyphasage.

Aussi l'étude qui suit traite-t-elle de la fracturation et de la réactivation en termes mécaniques, tout en étant appliquée à des objets géologiques. Après le rappel d'études maintenant classiques, j'ai développé une étude originale où la compétition entre la fracturation et la réactivation est envisagée à partir des géométries en *shortcut*.

2. Description en termes mécaniques

2.1. Critère de fracturation de Mohr-Coulomb - Anderson

Le critère de rupture permet de relier les données géologiques et les données mécaniques ; le plus usité en géologie est celui de Mohr-Coulomb (1). En effet, on peut l'utiliser couramment sous une forme linéaire d'équation :

$$(1) \quad \tau = \mu \sigma_n + CO$$

D'autre part, il permet de représenter une solution graphique, de manipulation pratique, au problème de la recherche des contraintes normales et tangentielles en fonction des contraintes principales (tricerle de Mohr-Coulomb), pour un champ de contraintes homogène.

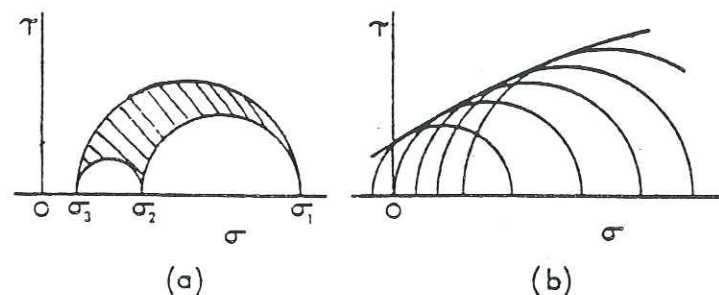


Figure 10 : Représentation dans le plan de Mohr (d'après Jaeger et Cook, 1969)

(a) : d'un état de contrainte

(b) : d'un critère de rupture

- avec τ : contrainte tangentielle
- σ : contrainte normale
- CO : cohésion
- μ : coefficient de frottement interne $\mu = \tan \Phi$
- Φ : angle de frottement interne

2.1.1. Influence d'une pression de fluide

Les études expérimentales ont montré que la présence d'un fluide interstitiel dans un matériau semblait diminuer sa résistance mécanique. Pour rendre compte de ce phénomène, Terzaghi (1923) a proposé une variante au critère de Mohr-Coulomb en introduisant la notion de tenseur des contraintes effectives, pour lequel seules les composantes normales sont affectées et obtenues par :

$$(2) \quad \sigma_n \text{ effectif} = \sigma_n - p$$

avec p = pression fluide

Graphiquement, cette opération correspond à une translation d'amplitude (p) du cercle représentant l'état de contrainte le long de l'axe des contraintes normales.

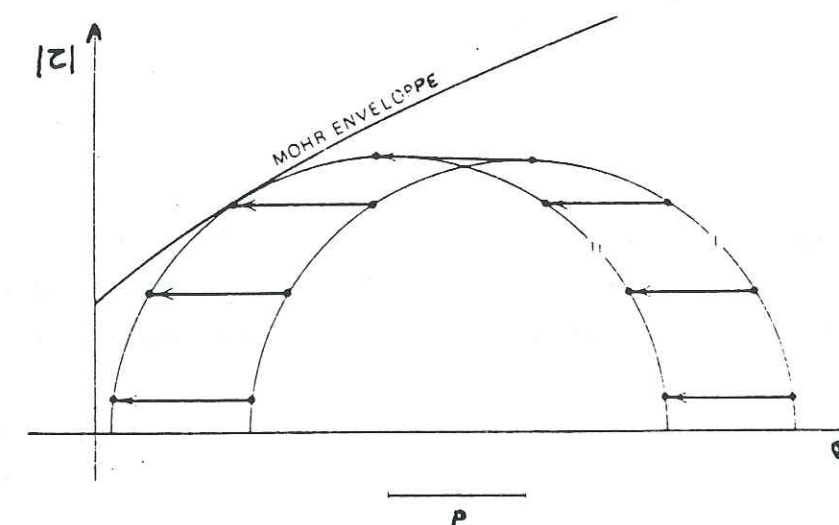


Figure 11 : Représentation d'une rupture par pression de fluides dans le plan de Mohr (d'après Hobbs et al., 1976)

Par sa proposition, Terzaghi fournit une explication au fait que les pressions fluides tendent à faciliter la rupture des matériaux sans que leurs caractéristiques intrinsèques soient pour autant affectées.

Le critère de Mohr-Coulomb s'exprime alors par :

$$(3) \quad |\tau| = CO + \mu(\sigma_n - p)$$

2.1.2. Influence d'une surface d'anisotropie

Le critère de Mohr-Coulomb ne s'applique qu'à un milieu isotrope, mais il reste valable si on suppose que la fracturation se produit dans une facette déterminée. Dans ce cas, le critère d'anisotropie de Mohr-Coulomb et ses paramètres mécaniques (Cohésion CO_f , angle de frottement interne Φ_f) sont caractéristiques de la facette de rupture.

$$(4) \quad |\tau| = CO_f + (\tan \phi_f) \sigma_n$$

L'orientation de cette facette peut être représentée sur le cercle de Mohr par un segment de droite qui forme un angle (α) avec la contrainte principale majeure. Les valeurs des contraintes normale et tangentielle sur cette facette correspondent graphiquement à l'intersection du segment représentatif de la facette avec le grand cercle de Mohr (figure 12).

Si cette intersection (p) est située dans le domaine de stabilité (sous la courbe 4), il n'y a pas rupture de la facette. Si elle est située au-dessus, mais en-dessous du critère de rupture isotrope de Mohr -Coulomb, il y a réactivation du plan de faiblesse représenté par cette surface d'anisotropie. Dès que le déviateur des contraintes tangente le critère de rupture isotrope (1), il y a rupture sur une nouvelle facette.

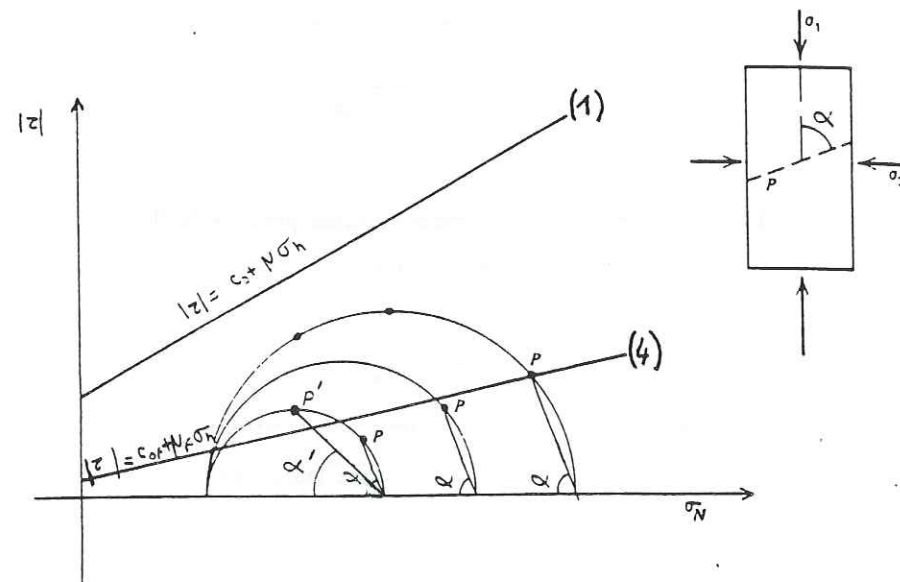


Figure 12 : critère de rupture pour un plan d'anisotropie (d'après Hobbs et al., 1976)

2.1.3. Réactivation d'une surface d'anisotropie : la loi expérimentale de Byerlee (1978)

D'après des expériences de fracturation en laboratoire, Byerlee (1978) a proposé une loi expérimentale dans laquelle le coefficient de friction (μ) d'une fracture préexistante est essentiellement indépendant du type de roche pour des contraintes normales modérées à élevées :

$$(5) \quad \begin{aligned} \tau &= 0,85\sigma_n^* & (\sigma_n^* < 0,2 \text{ GPa}) \\ \tau &= 50 \text{ MPa} + 0,6\sigma_n^* & (0,2 \text{ GPa} < \sigma_n^* < 2 \text{ GPa}) \end{aligned}$$

où τ est la contrainte tangentielle et σ_n^* est la contrainte normale dans la croûte supérieure

Pour une contrainte normale modérée, la cohésion CO sur le plan de faille préexistant est considérée comme nulle, alors que pour une contrainte plus forte, la cohésion CO n'est plus nulle. Les deux droites proposées par Byerlee sont les tangentes d'une courbe enveloppe des cercles de rupture.

2.2. Régimes tectoniques et types de failles associés

Un plan de faille est défini dans l'espace par sa direction et par son pendage. Selon le mouvement sur ce plan de faille, on définit des failles décrochantes, chevauchantes ou normales. Des cas intermédiaires à ces trois possibilités peuvent être envisagés.

Ces types de failles ont été discutés par Anderson (1951) à partir des théories de Mohr-Coulomb. Il en a proposé une classification basée sur la grandeur relative des contraintes principales (figure 13) supposées toutes compressives.

Selon lui, la fracturation affecte un plan ou une paire de plans conjugués. L'intersection de ces deux plans conjugués donne la direction de la contrainte intermédiaire ; la contrainte principale majeure est la bissectrice de l'angle aigu des deux plans conjugués. Cette théorie donne lieu aux trois cas schématisés sur la figure 13.

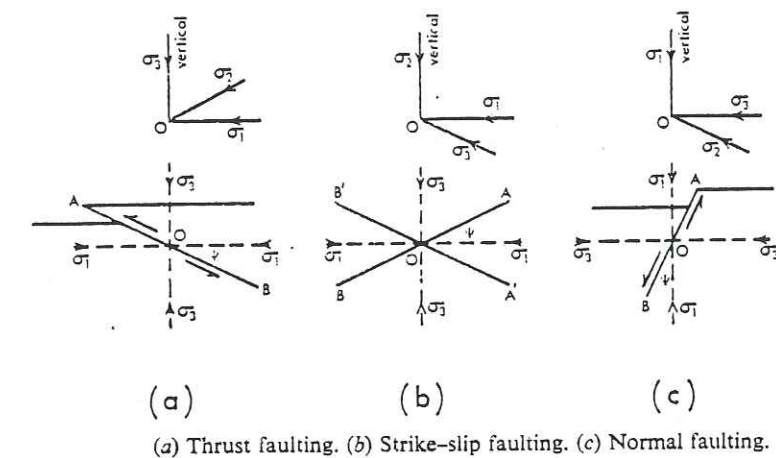


Figure 13a : Classification des types de failles selon Anderson (d'après Jaeger et Cook, 1969). (a) et (c) sont des coupes alors que (b) correspond à une vue en plan.

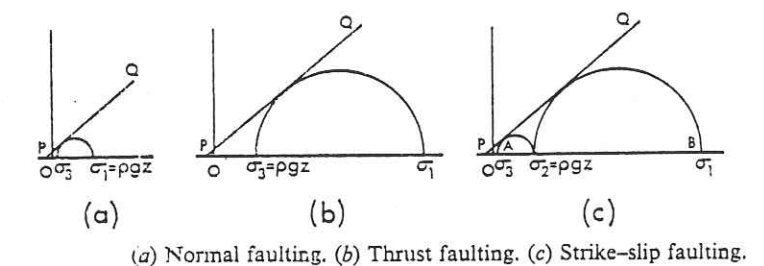


Figure 13b : Représentation des différents types de failles dans le plan de Mohr (d'après Jaeger et Cook, 1969)

Dans le cas des failles normales, la contrainte principale majeure est verticale. Les plans de fracture sont donc raides (inclinés à plus de 45°). Dans le cas des failles inverses, la contrainte principale majeure est horizontale, et de ce fait, les plans de fracture sont peu pentés (inclinés à moins de 45°). Enfin, pour les failles décrochantes, c'est la contrainte intermédiaire qui est verticale et les plans de fracture sont verticaux.

On peut assimiler la valeur de la contrainte principale verticale au poids des sédiments (ρgh) et ainsi représenter les états de contraintes respectifs dans un plan de Mohr (Jaeger et Cook, 1969) (figure 13b)

2.3. Application géologique

L'application des critères mécaniques exposés précédemment pour déterminer des contraintes dans les phénomènes géologiques implique de nombreuses hypothèses simplificatrices (milieu et champ de contraintes homogènes, failles planes, existence d'une contrainte principale verticale). Dans les contextes polyphasés, ils permettent de prévoir la réactivation ou non de plans de failles préexistants.

De nombreux travaux traitent de la réactivation en trois dimensions de structures tectoniques lors d'une inversion du régime des contraintes (Jaeger et Cook, 1969 ; Sibson, 1985 ; Sassi, 1985 ; Gillcrist et al, 1987 ; Letouzey, 1988). Leurs conclusions montrent que la réactivation de structures préexistantes dépend de leur orientation, notamment par rapport à la contrainte principale intermédiaire, de leur coefficient de friction et de l'état de contrainte (type de régime et

rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$), la cohésion du plan de faille

préexistant étant considérée comme nulle. Ainsi, les structures réactivées préférentiellement sont celles dont l'orientation et les propriétés mécaniques sont les plus proches de celles qu'aurait un plan de fracture néoformé dans un milieu isotrope soumis aux mêmes conditions de contraintes (Letouzey, 1988).

Pour représenter les cercles de Mohr et les critères de rupture en trois dimensions, Jaeger et Cook (1969) ont considéré deux cas extrêmes pour lesquels :

$$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3 \quad \text{et} \quad \sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$$

La figure 14a montre que le pôle du plan d'une faille doit être situé dans le domaine ABCD pour $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ et ADEF pour $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$, c'est-à-dire doit montrer un pendage compris entre α_2 et α_1 pour satisfaire un critère de rupture de Mohr-Coulomb. Des stéréogrammes correspondant à la projection d'un cercle de Mohr en trois dimensions permettent de mieux visualiser et d'étudier la capacité ou non d'une faille représentée par son pôle ((p) ou (q)) à être réactivée, en

fonction de son pendage, de son obliquité (δ) par rapport à σ_2 et du régime tectonique (fig. 14b). Le domaine de réactivation (en grisé) dépend des paramètres mécaniques fixés.

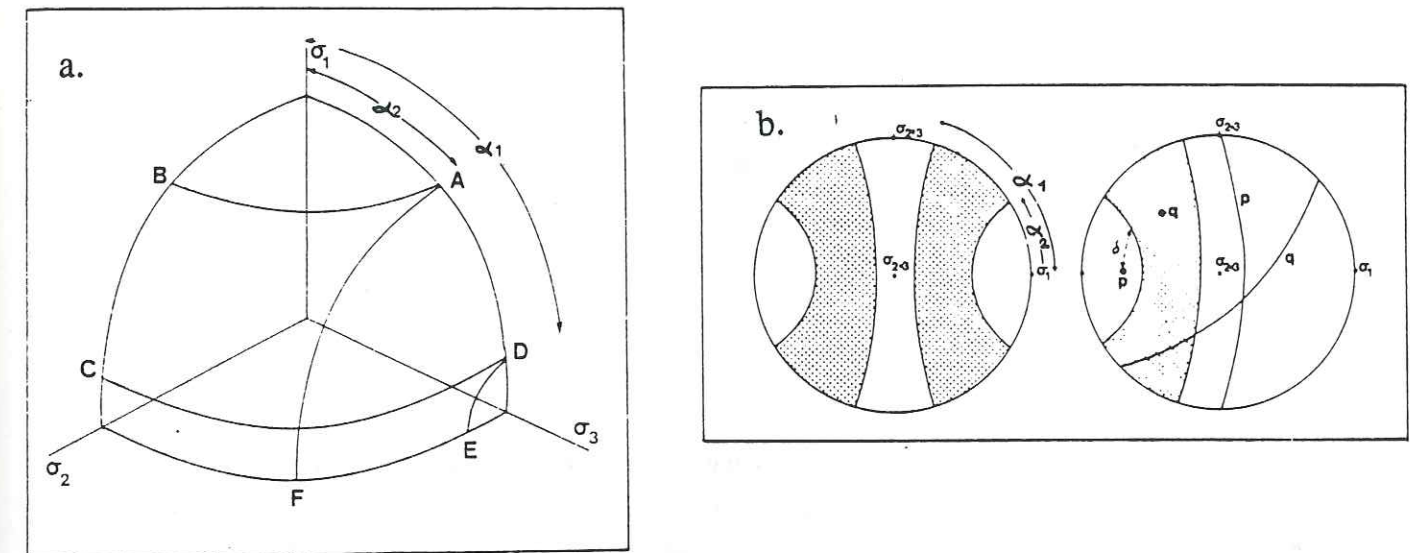


Figure 14 : a. Conditions de rupture en trois dimensions

b : Projection stéréographique indiquant les zones où doivent se situer les zones de fracture pour être réactivées (d'après Jaeger et Cook, 1969)

La figure 15 montre que lorsqu'il existe une grande obliquité entre la fracture potentielle et la fracture préexistante, il y a recoupement. En revanche, s'il y a une faible obliquité entre ces deux plans de faille, on note plutôt une réactivation en décrochement. Associées à ce comportement fragile, on peut observer des structures plicatives en échelon de la couverture.

Dès qu'il existe une certaine obliquité entre le plan de faille dans un milieu isotrope et la contrainte principale intermédiaire, cas le plus fréquent, il y a une grande probabilité pour que la fracture préexistante soit réactivée en décrochement. Les observations de terrain en domaine faiblement inversé (cas du Jura des Plateaux, Mugnier, 1984) confirment ceci dans la plupart des cas.

D'une façon générale, la réactivation d'une faille normale en chevauchement (fig. 15) et d'un chevauchement en faille normale n'est pas simple au point de vue mécanique. J'ai étudié cet aspect de façon plus détaillée dans le paragraphe suivant.

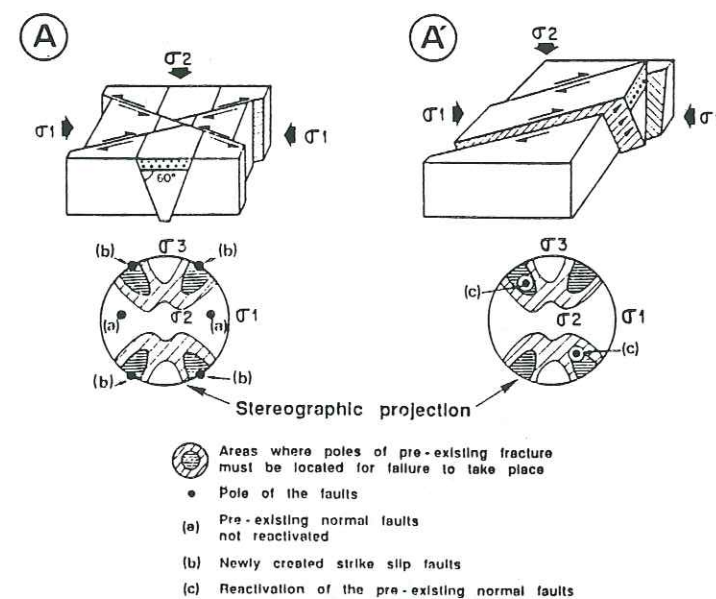


Figure 15.a : Réactivation d'un graben dans un régime décrochant. La théorie montre que pour des paramètres mécaniques usuels : A) Lorsque les failles normales délimitant le graben sont orientées perpendiculairement à σ_1 , il n'y a pas réactivation. Des failles décrochantes orientées favorablement par rapport à σ_2 (20° à 35°) sont alors créées. A') Lorsque les failles normales délimitant le graben sont orientées à 30° par rapport à σ_1 , leur réactivation avec une composante transpressive est possible. Des plis en échelon associés à ce mouvement peuvent se superposer au graben préexistant. Des stéréogrammes correspondant à la projection d'un cercle de Mohr et d'un critère de rupture de Mohr-Coulomb en 3 D. sont présentés sous chaque cas (d'après Letouzey, 1988).

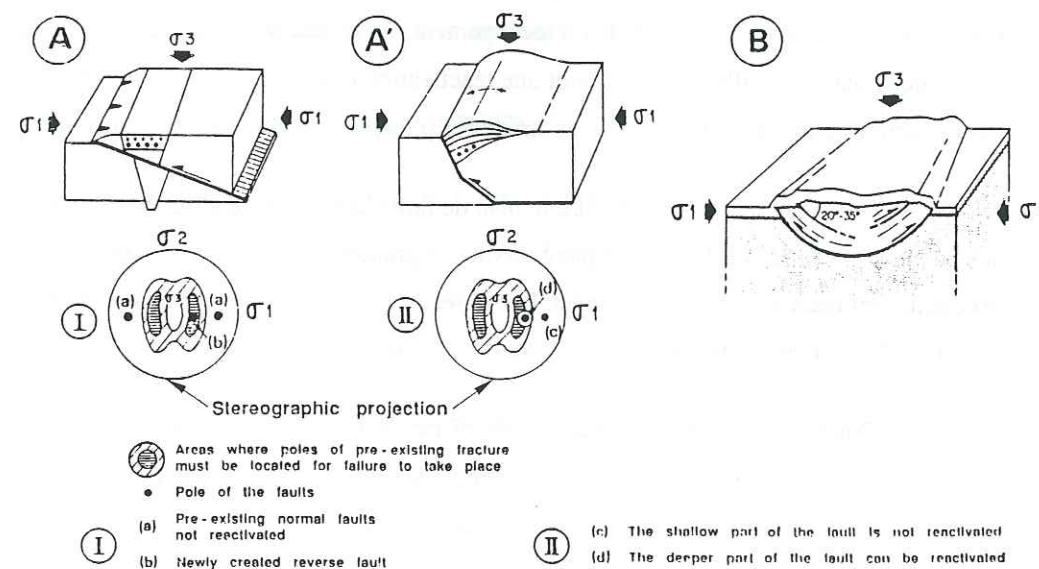


Figure 15b : Réactivation dans un régime compressif d'un graben orienté perpendiculairement à σ_1 . Selon la théorie, pour des paramètres mécaniques usuels : A) Les failles normales planes ne sont pas réactivées. Des failles inverses perpendiculaires à σ_1 sont créées. A') La partie profonde pentée à 45° d'une faille normale non plane est réactivée en chevauchement, alors que sa partie plus superficielle, plus raide n'est pas réactivée (d'après Letouzey, 1988).

3. Transition entre réactivation et fracturation - Etude de cet état limite sur l'exemple des géométries en *shortcut*.

Mieux que toute autre observation, celle des failles court-circuitées ou géométries en *shortcut* témoigne d'une évolution tectonique polyphasée. Elles relèvent en effet à la fois d'un héritage favorisant ou non une réactivation et de l'évolution avec la profondeur du tenseur des contraintes, provoquant rupture ou réactivation selon sa valeur par rapport aux paramètres mécaniques des roches environnantes intactes et celles des plans de failles préexistants. Il s'agit donc d'un problème en trois dimensions que j'aborde, dans un premier temps, en deux dimensions.

3.1 Les géométries en *shortcut*

Les géométries en *shortcut* ont été définies et sont le plus souvent reconnues à partir de failles préexistantes normales partiellement réactivées lors d'une inversion structurale (Hayward et Graham, 1989). En effet, la trajectoire de l'accident normal n'est alors réactivée qu'en profondeur, alors que sa branche superficielle est abandonnée au profit de la création d'une nouvelle fracture, moins pentée, qui recoupe le compartiment au mur de la faille d'origine (figure 16).

Ce type de mécanisme est transposable dans le cas d'un raccourcissement suivi d'une extension. Une faille normale tardive se branche le long d'une faille initialement inverse dont seule la partie profonde est réactivée.

Dans les deux cas, un volume rocheux limité par une faille pré-existante non réactivée et par une faille néoformée est isolé au mur ou au toit de l'accident préexistant selon qu'un raccourcissement a succédé à une extension ou le contraire.

3.2. Etat de stabilité limite

L'état de contrainte à la profondeur (H), point de concurrence des failles réactivée, non réactivée et néoformée, est un état de stabilité limite dans le sens où les trois phénomènes réactivation, abandon et rupture coexistent et s'y succèdent dans un temps court (figure 17).

Cette notion d'état de stabilité limite a été introduite par Jaeger et Cook (1969), puis reprise et développée de différentes manières par Sibson (1985), Sassi (1985), Ranalli et Yin (1990), Ivins et al. (1990).

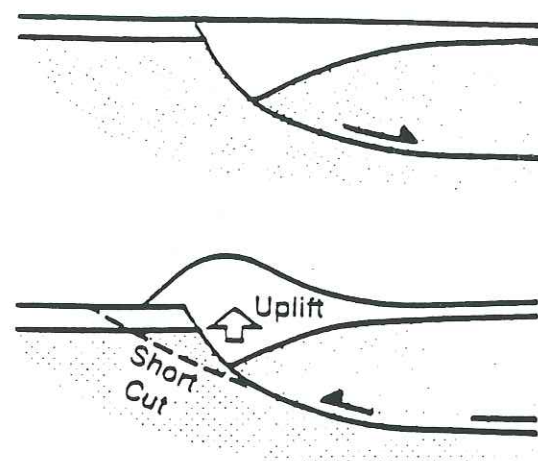


Figure 16.a : Illustration d'un *shortcut* inverse : Une ancienne faille normale est soumise à un raccourcissement, seule sa trajectoire profonde est réactivée par un jeu inverse. Sa portion superficielle est abandonnée au profit de la création d'une nouvelle faille inverse. (d'après Hayward et Graham, 1989).

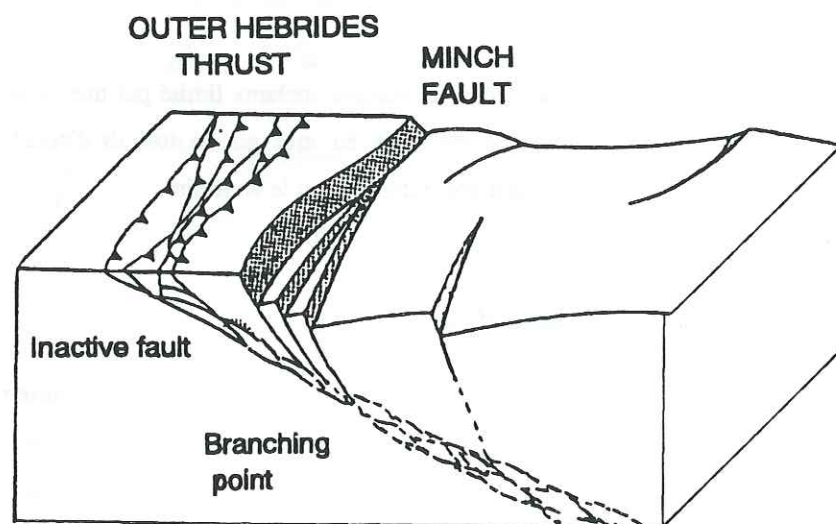


Figure 16.b : Bloc diagramme montrant un *shortcut* normal : Des failles normales en échelon se branchent sur le tracé du chevauchement des Hébrides externes dont seule la partie située au-dessous du point de branchement est réactivée par un jeu normal. La portion du chevauchement située au-dessus du point de branchement n'est pas réactivée (d'après Stein et Blundell, 1990).

En complément de ces différentes études, j'ai plus particulièrement introduit l'effet des variations de profondeur sur la réactivation afin d'avoir un outil adapté à l'analyse de la compétition entre réactivation et fracturation. Ceci a été abordé à partir des géométries en *shortcut* normal (annexe 1), puis généralisé aux géométries en *shortcut* inverse (annexe 2).

L'analyse du cas limite réactivation/fracturation a été analysée à l'aide des lois de Mohr Coulomb, isotrope pour le plan de faille néoformé et anisotrope pour le plan de faille réactivé, et du principe d'Anderson pour lequel il existe une contrainte principale verticale. Cette contrainte principale verticale, dont la valeur est assimilée au poids des sédiments (ρgh) augmente progressivement avec la profondeur. L'angle entre la contrainte principale majeure et le plan de faille réactivé est appelé (α) (figure 17).

L'état de contraintes limite pour la réactivation et pour la rupture ainsi défini a été représenté sur un cercle de Mohr (fig. 17.b).

A partir de ces hypothèses simples, j'ai analysé l'influence de la profondeur sur les conditions de fracturation et de réactivation. Pour cela, j'ai estimé la fonction potentiel de réactivation (Pf) d'une faille, fonction déterminée par la différence entre le déviateur des contraintes nécessaire à la réactivation et celui nécessaire à la fracturation. Je rappelle brièvement les résultats de cette analyse présentée plus en détail dans les annexes 1 et 2 :

$$\begin{aligned}
 (6) \quad Pf &= (D - K\delta P + G\sigma'_1) / C \\
 \text{avec} \quad \sigma'_1 &: \text{contrainte principale majeure effective} \\
 C &= 2\cos^2 \alpha (\tan \alpha + \tan \phi_f) (1 + \sin \Phi) \\
 D &= (1 + \sin \Phi) \cdot CO_f - [\sin 2\alpha + \tan \phi_f (1 + \cos 2\alpha)] \cdot \cos \Phi \cdot CO \\
 K &= \tan \phi_f \cdot (1 + \sin \Phi) \\
 G &= \tan \phi_f - \sin \Phi \cdot \sin 2\alpha - \sin \Phi \cdot \tan \phi_f \cdot \cos 2\alpha
 \end{aligned}$$

(Voir appendice de l'annexe 2)

Si les coefficients des lois de Mohr-Coulomb isotrope et anisotrope (cohésion et angle de frottement interne pour les roches intactes et pour la fracture préexistante) sont constants, la fonction (Pf) est linéaire et ne dépend que de la profondeur (figure 18).

L'observation de géométries en *shortcut* correspond à la situation pour laquelle le gradient de la fonction (Pf) est négatif ($G/C < 0$) et l'ordonnée à l'origine est positive ($(D - K\delta P)/C > 0$).

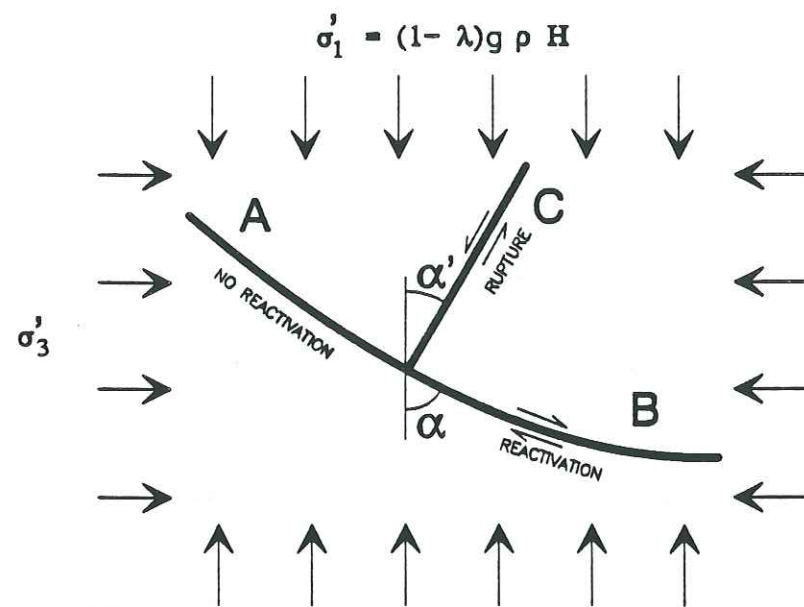
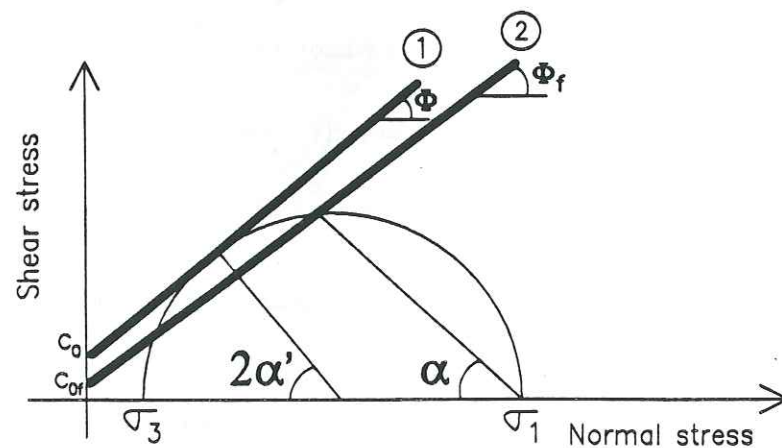


Figure 17.a : Schéma montrant les conditions aux limites du point de branchement d'une faille normale récente le long d'un chevauchement préexistant (shorcut normal). (A) est la portion abandonnée du chevauchement ; (B) est la portion réactivée en faille normale du chevauchement ; (C) est la faille néoformée ; (H) est la profondeur du point de branchement. La faille néoformée (C) peut être synthétique ou antithétique à l'accident préexistant.



- ① Mohr-Coulomb criteria (New fault)
- ② Anisotropic Mohr-Coulomb criteria (Reactivation)

Figure 17.b : Diagramme de Mohr représentant l'état de stabilité limite entre la réactivation et la fracturation et pour le domaine cassant.

Ce cas favorise en effet la fracturation à moindre profondeur (le déviateur des contraintes nécessaire à la fracturation est plus petit que celui nécessaire à la réactivation) et la réactivation à plus grande profondeur (le déviateur nécessaire à la réactivation est plus petit que celui nécessaire à la fracturation).

Il faut cependant signaler que le critère de fracturation de Mohr coulomb est applicable uniquement lorsque les contraintes effectives sont compressives (Jaeger et Cook, 1969). Aussi cette étude est-elle restreinte à des profondeurs où $\sigma_3' > 0$ c'est-à-dire où comme je l'ai calculé dans l'annexe 1 :

$$(7) H > \frac{2C_0 \cdot \cos \phi}{\rho g (1 - \lambda) (1 - \sin \phi)}$$

Cette condition étant remplie, une étude de signe de la fonction potentiel de réactivation est suffisante pour déterminer les zones d'apparition des géométries en shorcut.

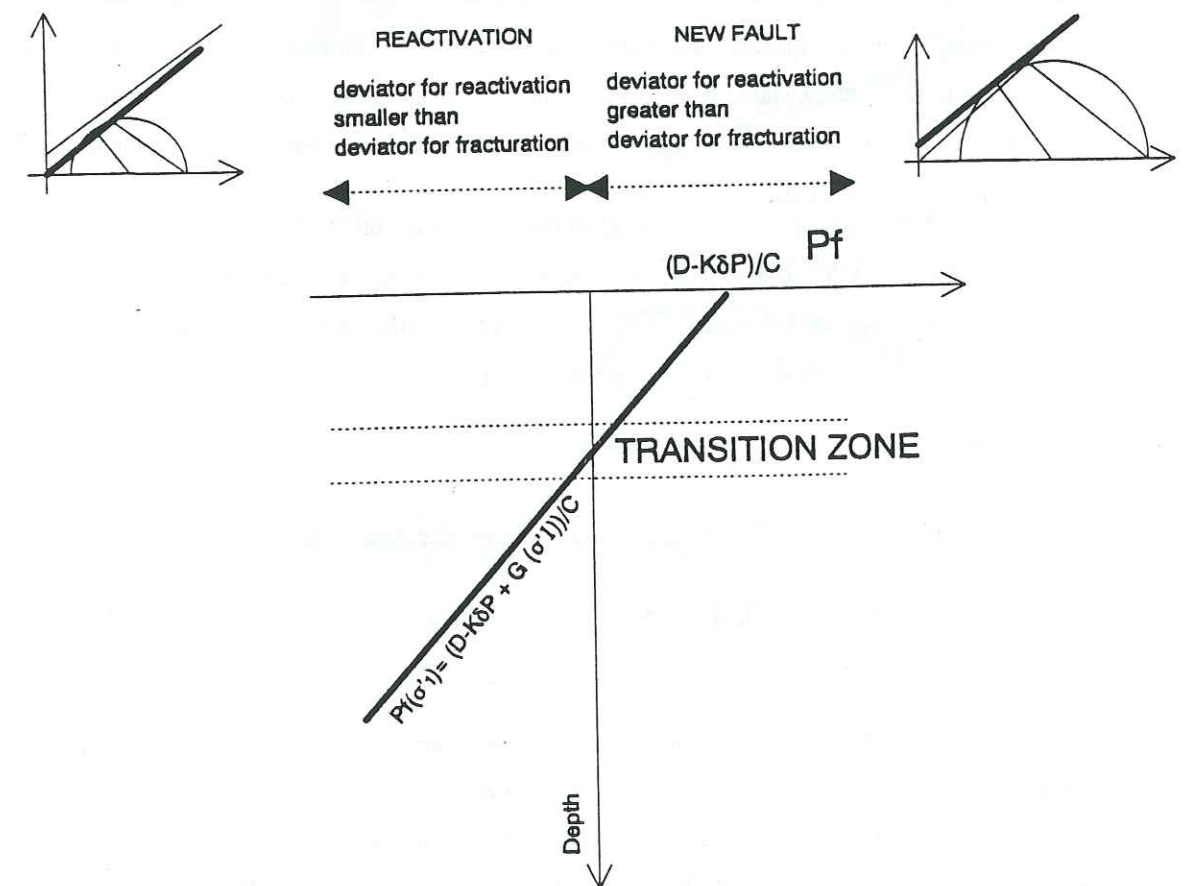


Figure 18 : Evolution du potentiel de réactivation en fonction de la profondeur. Il y a apparition de géométries en *shorcut* si le gradient (G) de la fonction (Pf) est négatif et si l'ordonnée à l'origine (D) de la fonction (Pf) est positive.

(P.Huyghe et J.L. Mugnier, 1991)

3.3. Paramètres influençant l'état de transition entre la réactivation et la rupture

L'étude du signe de la fonction (Pf) m'a permis d'appréhender l'influence des différents paramètres mécaniques et géométriques sur l'état limite de transition entre la rupture et la réactivation.

3.3.1. Etude du signe de (Pf) pour un milieu homogène (paramètres mécaniques constants)

Le gradient de la fonction potentiel de réactivation (G/C) dépend de (α), angle entre la contrainte principale majeure et le plan de faille réactivé et de (ϕ) et (ϕ_f), angles de frottement interne des roches intactes et du plan de faille préexistant.

Le domaine où (G) est négatif et où il peut y avoir apparition de géométries en shortcut est complexe (figure 19). C'est la zone où la réactivation est favorisée par l'accroissement de la profondeur. Pour des valeurs de l'angle de frottement interne de 40° pour la faille préexistante (ϕ_f) et de 45° pour les roches intactes (ϕ), l'abaque de la figure 19 montre qu'il est nécessaire que le pendage de la faille préexistante soit compris entre 53° et 77° ($13^\circ < \alpha < 37^\circ$) pour qu'il puisse y avoir apparition de géométries en shortcut normal (exemple tracé en ligne épaisse sur l'abaque).

A la condition sur le gradient, on doit ajouter la condition sur le signe de l'ordonnée à l'origine ($D - K\delta P$) qui doit être positive. Outre les mêmes paramètres que (G/C), (D) dépend également du rapport des cohésions CO_f / CO . Pour simplifier les représentations graphiques du domaine de solutions recherché, j'ai fixé l'angle de frottement interne de la faille préexistante.

3.3.1.1. Cas d'un angle de frottement interne de Byerlee pour la faille préexistante

Pour la figure 20, il est de 40° , valeur expérimentale proposée par Byerlee pour les plans de faille réactivés.

Dans le cas d'un raccourcissement suivi d'une extension, la zone où apparaissent les géométries en shortcut est restreinte : elle se situe au-dessus de la grille et à l'avant du mur hachuré. Pour des valeurs de frottement interne identiques à celles choisies pour l'exemple précédant ($\phi_f = 40^\circ$ et $\phi = 45^\circ$), le pendage de la faille préexistante doit être compris entre 53° et 77° , et en outre, CO_f/CO doit être compris entre 0,95 et 1 pour qu'il y ait apparition de géométries en shortcut normal.

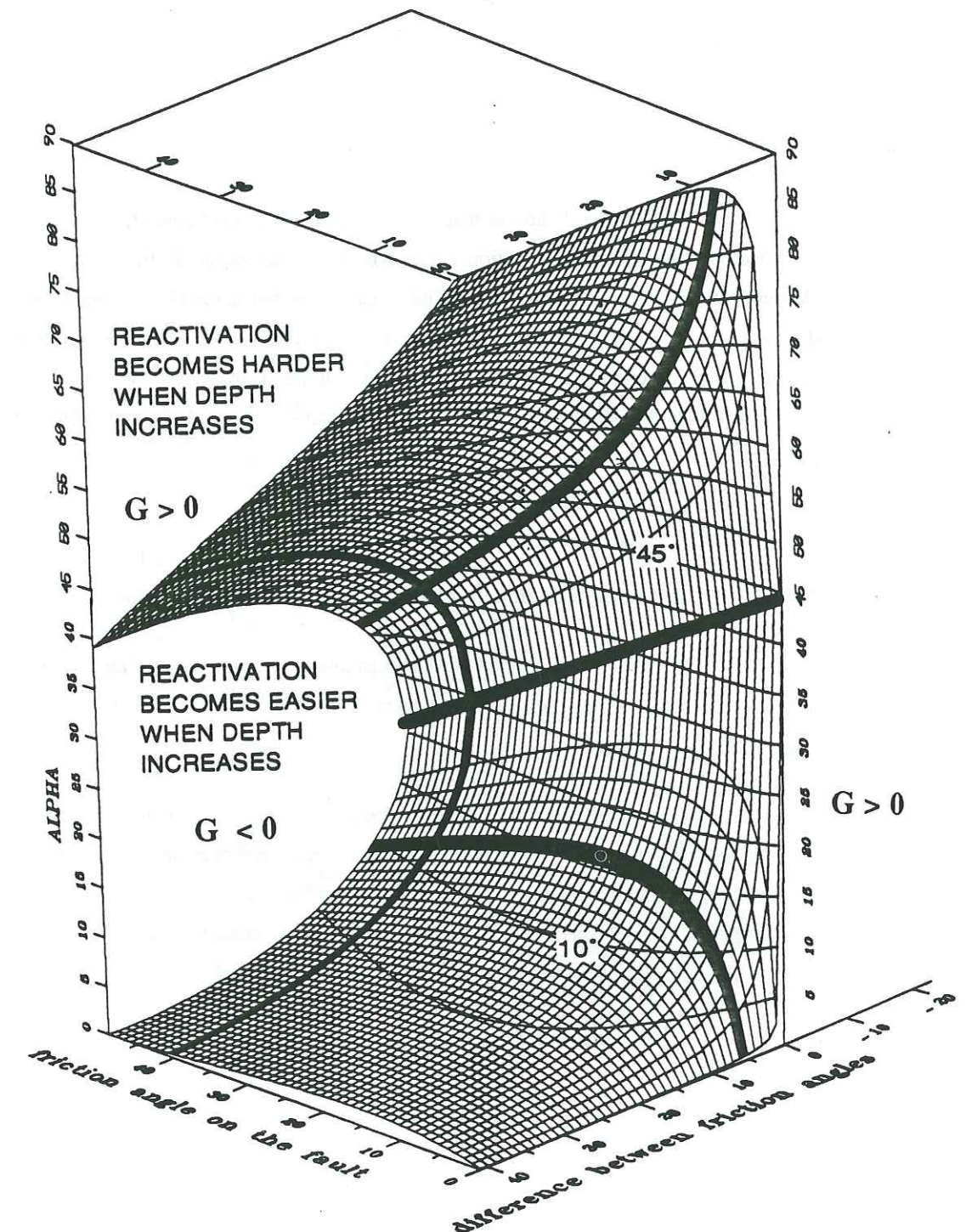


Figure 19 : Ce graphe montre l'influence des paramètres α , angle entre la faille préexistante et la contrainte principale majeure, ϕ_f , angle de friction le long de la faille, et ($\phi - \phi_f$) différence entre les angles de friction des roches intactes et de la faille préexistante sur le gradient (G) de la fonction potentiel de réactivation. Sur ce graphe, le domaine pour lequel (G) est négatif, condition nécessaire pour avoir apparition de géométries en *shortcut* est situé à l'intérieur de l'enveloppe formée par la grille. (P. Huyghe et J.L. Mugnier, 1991).

Dans la zone où (G) et (D) sont négatifs, seule la réactivation est possible, dans le domaine où (G) et (D) sont positifs, la fracturation domine et enfin pour (G) positif et (D) négatif, on a fracturation en profondeur et réactivation en surface.

Dans le cas d'une extension suivie par un raccourcissement, un graphe où apparaissent les différents domaines (réactivation / fracturation / réactivation et fracturation) a été tracé. Des shortcuts inverses peuvent être observés pour des failles normales préexistantes dont le pendage est de l'ordre de 50° à 60° pour des rapports de cohésion limités. Par exemple, si l'angle de frottement interne pour les roches intactes (Φ) est de 45° et si le pendage de la faille préexistante est d'environ 60°, une valeur du rapport de cohésion C_{0f}/C_0 supérieure à 0.6 permet l'apparition de shortcuts inverses.

3.3.1.2. Cas d'un angle de frottement interne faible pour la faille réactivée

Ce cas est celui d'une faille préexistante qui représente une faiblesse mécanique. Quelle que soit la succession des régimes tectoniques, la réactivation est favorisée dans la plupart des cas (figure 21).

Le domaine de solutions pour lequel il y a apparition de géométries en shortcut est beaucoup moins restreint que dans le cas où la faille préexistante présentait un comportement de Byerlee : l'éventail du rapport des cohésions est plus large, et on peut observer aussi bien des *shortcuts* extensifs branchés le long de décollements préexistants très plats (moins de 5°) que des *shortcuts* compressifs branchés le long de failles préexistantes très pentées (plus de 80°).

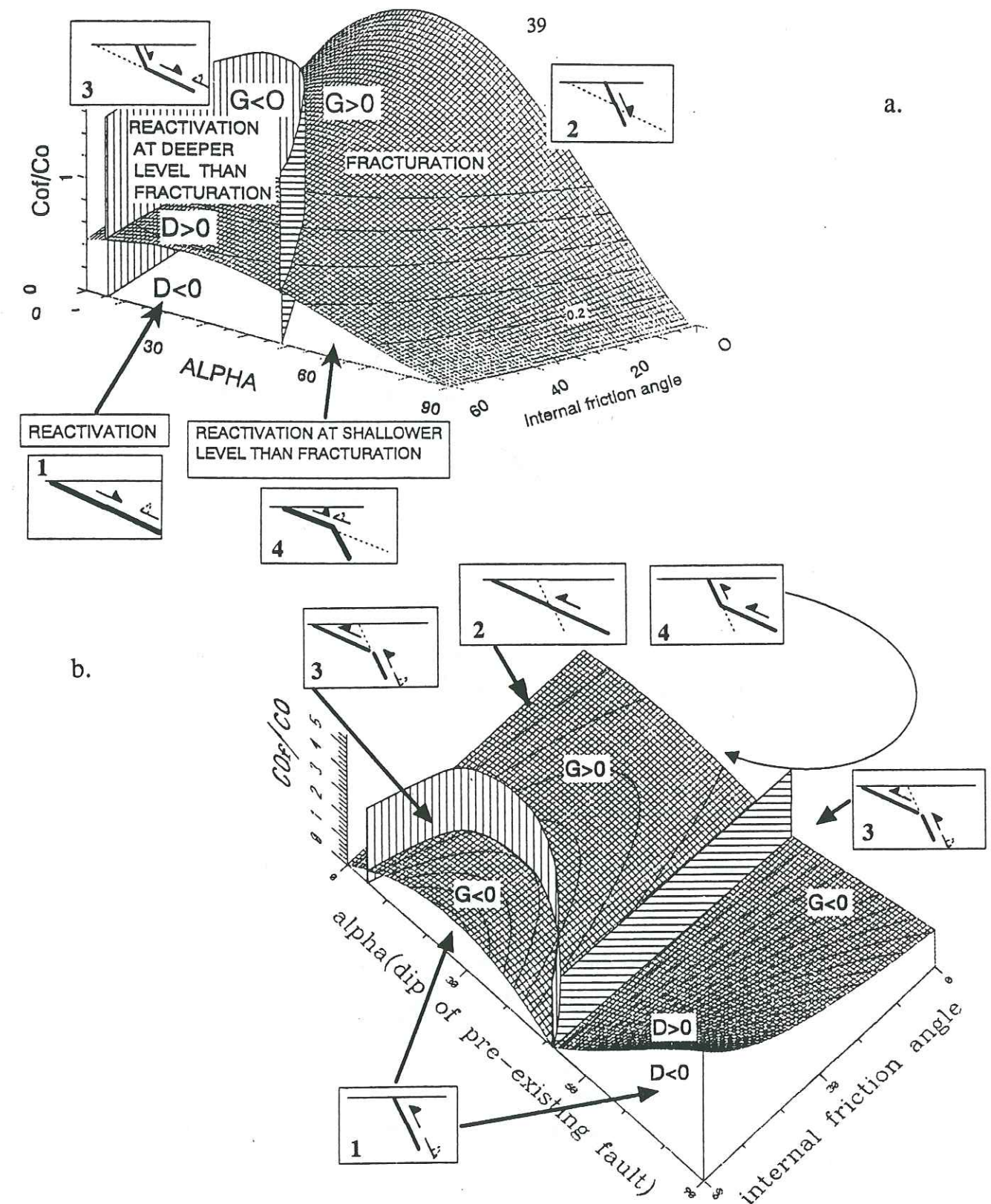


Figure 20 : Ce graphe montre l'influence des paramètres α , ϕ , ϕ/ϕ_f (respectivement l'angle entre la contrainte principale de la faille préexistante, l'angle de frottement interne des roches intactes et le rapport des cohésions) sur le gradient (G) et l'ordonnée à l'origine (D) de la fonction potentiel de réactivation, pour un angle de frottement ϕ le long de la faille de 40°. (G) est négatif à l'avant du mur hachuré, (D) est positif au-dessus de la grille.

(P. Huyghe, J.L. Mugnier, 1991)

Figure 20 (Suite) :

On distingue quatre domaines selon les signes de (G) et de (D) (les failles néoformées et réactivées sont figurées en trait plein, les failles abandonnées sont représentées en trait pointillé) :

1. Si (D) et (G) sont négatifs, il y a réactivation de la faille préexistante.
2. Si (D) et (G) sont positifs, il y a fracturation.
3. Si (D) est positif et (G) est négatif, il y a fracturation dans les niveaux peu profonds et réactivation en profondeur.
4. Si (D) est négatif et (G) est positif, il y a réactivation de la faille préexistante dans les niveaux peu profonds et fracturation en profondeur.

La figure 20.a. illustre le cas d'une compression suivie d'une extension. Le domaine d'apparition de *shortcuts* extensifs est le domaine 3.

La figure 20.b. illustre le cas d'une extension suivie d'une compression. Le domaine d'apparition de *shortcuts* compressifs est le domaine 3.

3.3.1.3. Influence de la variation du pendage de la faille préexistante

Si la faille préexistante n'est plus plane, mais listrique, l'angle (α) qu'elle forme avec la contrainte principale majeure varie avec la profondeur.

Dans le cas d'un raccourcissement suivi par une extension, (α) augmente avec la profondeur, évolution qui ne favorise pas la réactivation en profondeur et donc ne favorise pas l'apparition de *shortcuts* normaux.

Au contraire, dans le cas d'une extension suivie par un raccourcissement, (α) diminue avec la profondeur. Cette évolution facilite la réactivation en profondeur (on passe sous la grille, dans le domaine où il y a réactivation, fig. 20b), situation favorable à l'apparition de géométries en *shortcuts* inverses.

Par ailleurs, le fait que la faille préexistante soit listrique suggère que l'angle de frottement interne Φ varie avec la profondeur selon $\Phi = 90 - \alpha / 2$, ceci montre qu'une étude de la variation avec la profondeur de la fonction potentiel de réactivation pour des milieux non homogènes est nécessaire.

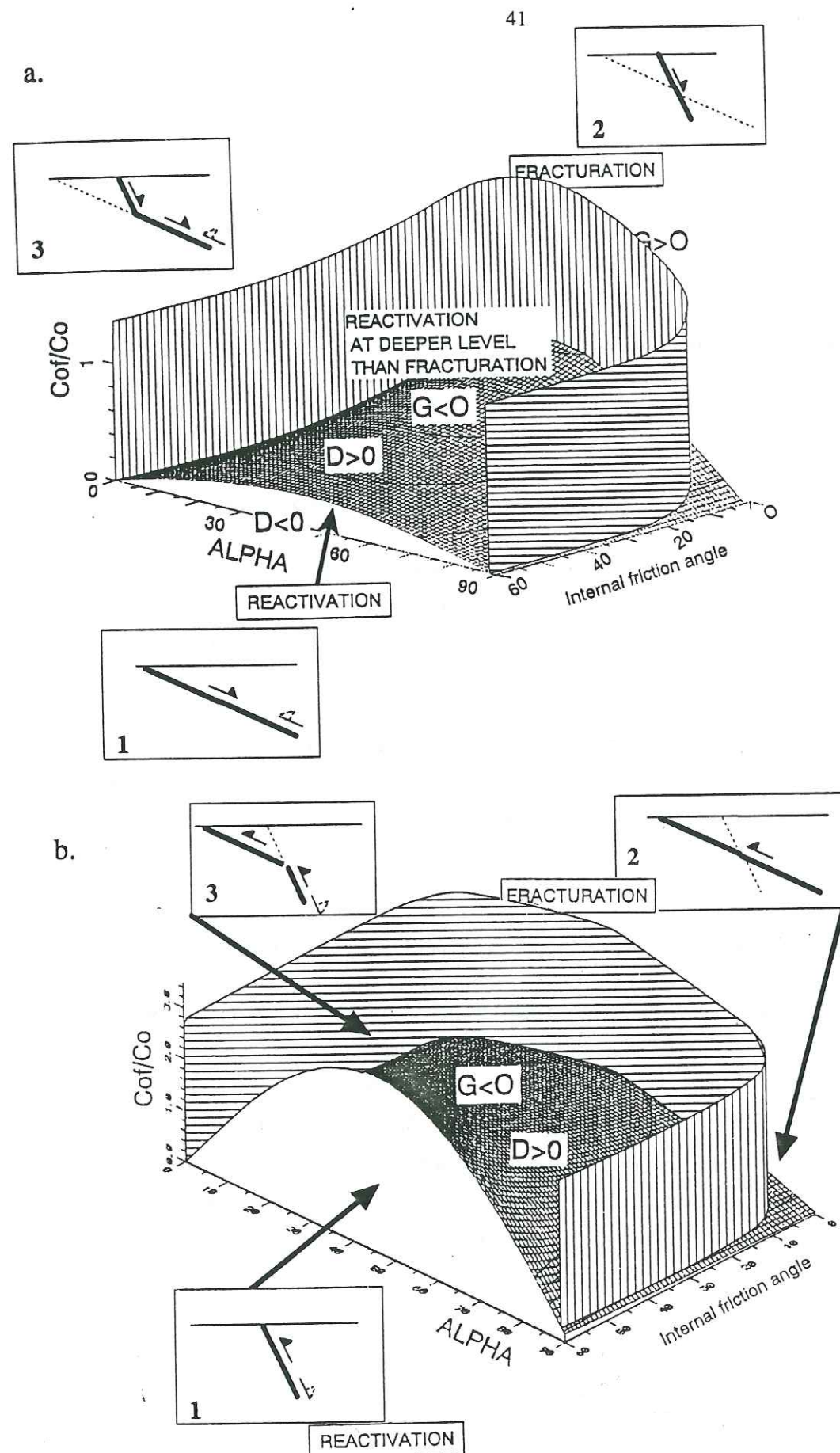


Figure 21 : Même légende que la figure 20, mais ici l'angle de frottement de la faille préexistante est de 1° .

3.3.2. Etude du signe de (P_f) dans un milieu non homogène : variations des paramètres mécaniques des équations de Mohr-Coulomb

En géologie, les milieux ne sont souvent pas homogènes, aussi l'étude du signe de (P_f) est-elle nécessaire dans le cas où les paramètres de l'équation de Mohr-Coulomb ne sont pas constants et varient avec la profondeur. Cette variation peut être brutale, c'est le cas s'il existe une zone de faiblesse mécanique en profondeur, ou progressive, c'est le cas notamment de l'augmentation de la cohésion des roches avoisinantes intactes avec la profondeur.

3.3.2.1. Variation brutale des propriétés mécaniques de la faille préexistante

Une fonction "potentiel de réactivation" quelconque peut brusquement varier et favoriser la réactivation en profondeur sous l'influence d'un changement des propriétés mécaniques de la faille préexistante : excès de pression fluide δP ou diminution de l'angle de frottement interne ϕ (figure 22).

Dans ce cas, il y aura apparition de géométries en shortcut. La profondeur de branchement de la faille néoformée le long de la faille préexistante correspond à la zone de changement des propriétés mécaniques le long de l'accident hérité.

3.3.2.2. Variation progressive des propriétés mécaniques des roches intactes avec la profondeur

Dans ce cas, la fonction potentiel de réactivation n'est plus linéaire puisque les paramètres Φ (angle de frottement interne) et CO (cohésion) varient progressivement avec la profondeur. L'augmentation régulière de la cohésion, cas le plus fréquent dans un bassin sédimentaire (Hoshino et al., 1972 ; Karig, 1986 ; Jones et Preston, 1987) peut rendre l'expression (G/C) négative (figure 22). Cette évolution favorise la réactivation en profondeur et par là l'apparition de géométries en *shortcut*. La profondeur de branchement des trois portions de failles, réactivée, néoformée et abandonnée dépend de la valeur de la cohésion en surface, de la façon dont elle s'accroît avec la profondeur et de la valeur de la pression fluide ambiante.

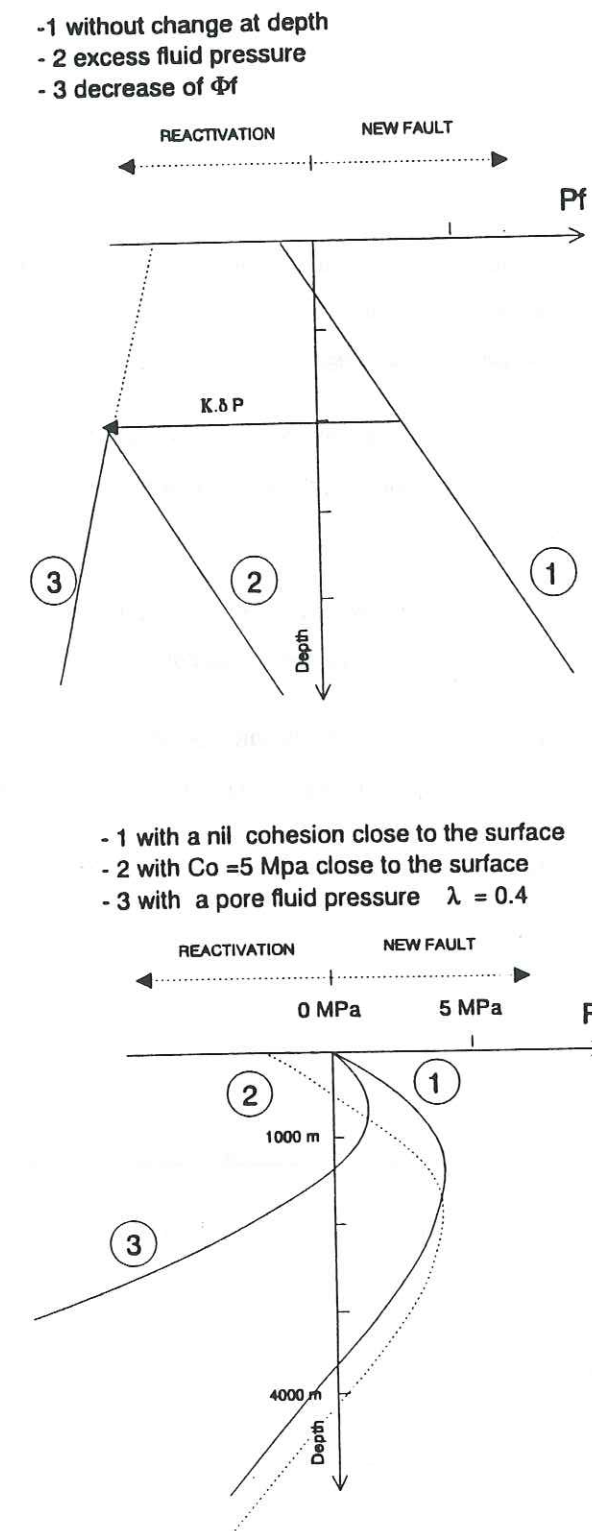


Figure 22 : Evolution de la fonction potentiel de réactivation (P_f) avec la profondeur dans le cas où :

- les propriétés de la faille varient brusquement avec la profondeur (zone de faiblesse mécanique en profondeur)
- la cohésion des roches intactes augmente avec la profondeur.

3.3.3. Récapitulation

L'étude précédente a montré que :

- l'apparition de géométries en *shortcut* nécessite une cohésion non nulle le long de la faille préexistante dans le cas où les conditions sont homogènes avec la profondeur. En effet, si la cohésion est nulle, on se situe toujours à la base des graphes des figures 20 et 21, et dans ce cas, seule la réactivation est favorisée.
- l'apparition de géométries en *shortcut* est surtout déterminée par la variation progressive ou brutale avec la profondeur des paramètres mécaniques des roches intactes et/ou du plan de faille préexistant.
- l'apparition de *shortcuts* extensifs est nécessairement liée à des variations des paramètres mécaniques des roches intactes et/ou du plan de faille préexistant.
- pour des failles préexistantes pentées au voisinage de 50-60° des *shortcuts* compressifs peuvent se produire sans invoquer des variations des paramètres mécaniques.
- la forme listrique de la faille préexistante peut favoriser l'apparition de *shortcuts* compressifs.

3.4. L'état limite réactivation/fracturation en trois dimensions

L'analyse en trois dimensions de la réactivation nécessite la prise en compte de deux paramètres supplémentaires, β , angle entre le plan de faille préexistant et la contrainte principale intermédiaire et R, rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes. La relation entre le potentiel de réactivation et la contrainte principale majeure n'est plus linéaire.

La figure 23 illustre l'effet des variations de l'azimut de la faille par rapport au trièdre des contraintes. Dans le cas d'une réactivation en compression (figure 23.a), l'accentuation de l'obliquité permet au pôle d'une faille normale préexistante, d'abord d'entrer dans la zone de réactivation (zone hachurée), puis de nouveau de la quitter : ceci montre qu'il existe, dans ce cas, deux états limites réactivation/fracturation.

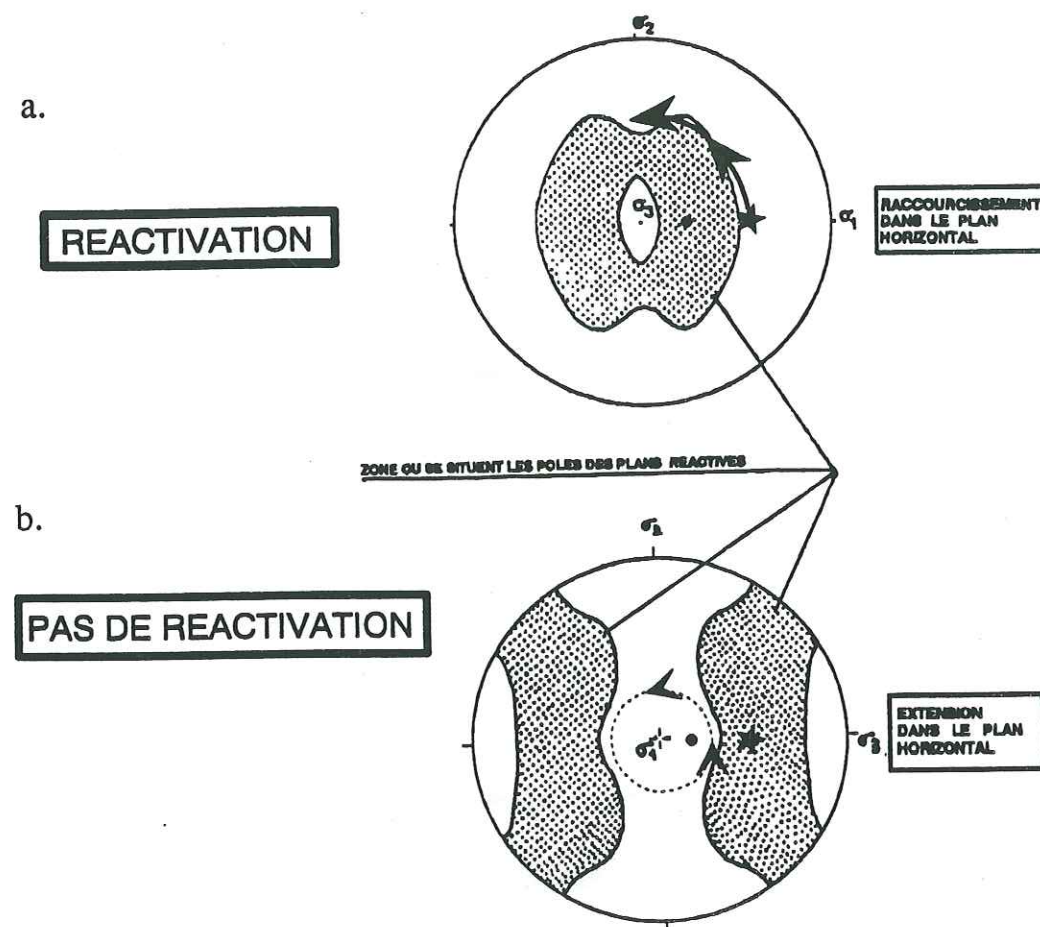
En revanche, dans le cas d'une réactivation en extension (figure 23.b), il est intéressant de noter que pour le même lot de paramètres, on obtient un cas où l'obliquité entre l'azimut de la

faille et le trièdre des contraintes n'a pas d'effet sur le potentiel de réactivation d'un chevauchement préexistant ; il n'est de toute façon pas réactivé.

Si l'on veut étudier l'effet de la profondeur sur le potentiel de réactivation, on est conduit à étudier le signe d'une fonction "potentiel de réactivation", de la forme :

$$(8) \quad \sigma_1^2 (AR^2 + BR + C) + \sigma_1 (A'R^2 + B'R + C') + A''R^2 + B''R + C'' = 0$$

Suivant la valeur des paramètres, on aura soit deux profondeurs où le gradient est négatif, soit aucune.



domaine où la réactivation est possible



pôle d'une faille normale (pendage 60° environ)



pôle d'une faille inverse (pendage 30° environ)

Figure 23 : Effet de l'obliquité entre l'azimut de la faille et le trièdre des contraintes pour $R = 0,55$; $\phi_f = 34^\circ$ et $\sigma_3 = 0,1\sigma_1$.

a) Cas d'une réactivation en compression, σ_1 et σ_2 sont horizontaux (respectivement EW et NS) et σ_3 est vertical : un chevauchement est réactivé lors d'un raccourcissement alors qu'une faille normale n'est pas réactivée. En revanche, l'accentuation modérée de l'obliquité entre l'azimut de la faille et le trièdre des contraintes (matérialisée par le trajet fléché du pôle) favorise la réactivation.

b) Cas d'une réactivation en extension : σ_1 est vertical et σ_2 et σ_3 sont horizontaux (respectivement NS et EW) : une faille normale est réactivée lors d'une extension alors qu'un chevauchement n'est pas réactivé. Dans le cas d'un chevauchement soumis à une extension postérieure, l'accentuation de l'obliquité entre le plan de faille préexistant et le trièdre des contraintes (trajet fléché) ne favorise pas la réactivation.

III - METHODE D'ANALYSE DE L'EVOLUTION D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE

La reconstitution de l'évolution d'un bassin sédimentaire se base avant tout sur l'analyse de son remplissage. En effet, l'organisation géométrique, la nature, les caractères pétrophysiques et la déformation du remplissage sédimentaire témoignent de l'histoire géologique du bassin.

On se placera ici dans le cas de l'étude d'un bassin sédimentaire sous-marin, pour lequel aucune donnée de terrain n'étant accessible, la quasi-totalité des informations est de type géophysique. Ces données sont celles utilisées classiquement dans l'industrie pétrolière : sismique réflexion et diagaphies.

1. Analyse de la géométrie des corps sédimentaires : la stratigraphie sismique

Les réflexions sont provoquées par le changement d'impédance acoustique entre deux milieux suffisamment contrastés (densité x vitesse de propagation). Ce sont en général les surfaces de strates ou les surfaces de discontinuité. En effet, elles représentent un changement dans le type de dépôt et/ou une surface de non dépôt soumise pendant un certain laps de temps à des agents divers qui modifient ses caractères pétrophysiques et donc son impédance acoustique.

On peut ainsi assimiler l'organisation géométrique des réflexions sismiques à celle des strates.

On appelle unité sismique un ensemble constitué par une succession de réflecteurs, limité à la base et au sommet par des surfaces de discontinuité stratigraphiques.

1.1. Les surfaces de discontinuité et les terminaisons latérales des réflexions

Les surfaces de discontinuité sont définies par l'enveloppe des terminaisons latérales des réflexions. Une discontinuité peut apparaître sous forme de discordance angulaire en bordure de bassin et passer latéralement vers le bassin à une zone où les couches sont concordantes.

1.1.1. Surface de discontinuité au sommet d'une unité : terminaison latérale des réflexions en "top-lap"

On appelle "top-lap" ou biseau sommital le rapport géométrique soulignant la terminaison latérale d'une réflexion contre une surface sus-jacente. Cette géométrie est due à un non dépôt ou à une érosion (Cramez, 1990) (fig. 24).

1.1.2. Surface de discontinuité à la base d'une unité : terminaison latérale des réflexions en "onlap" ou en "downlap"

La terminaison latérale des réflexions sur une surface de discontinuité à la base d'une unité est désignée par les termes de "onlap" (biseau d'aggradation) ou de "downlap" (biseau de progradation) selon que ces terminaisons s'effectuent en remontant, ou en descendant la pente sédimentaire au moment du dépôt (Vail et al., 1987) (fig. 24).

1.2. Analyse des faciès sismiques

Les faciès sismiques donnent une idée du mode de dépôt, de transport et de l'environnement.

1.2.1. Configuration des réflexions

Elle est liée au mode de dépôt. On rencontre des réflexions parallèles, divergentes, progradantes, des configurations en bosse et en creux, chaotiques, ou bien des zones sourdes (absence de réflecteurs) (fig. 25.a).

1.2.2. Forme externe des unités sismiques

Elle peut être en feuillets parallèles ou divergents, en feuillets drapants, en lentilles, en monticules ou en creux (fig. 25.b).

1.2.3. Paramètres internes

Les paramètres internes varient avec l'énergie de transport et le mode de dépôt des sédiments. On analysera la continuité des réflexions, leur amplitude, leur phase et leur fréquence, et la variation des vitesses d'intervalle.

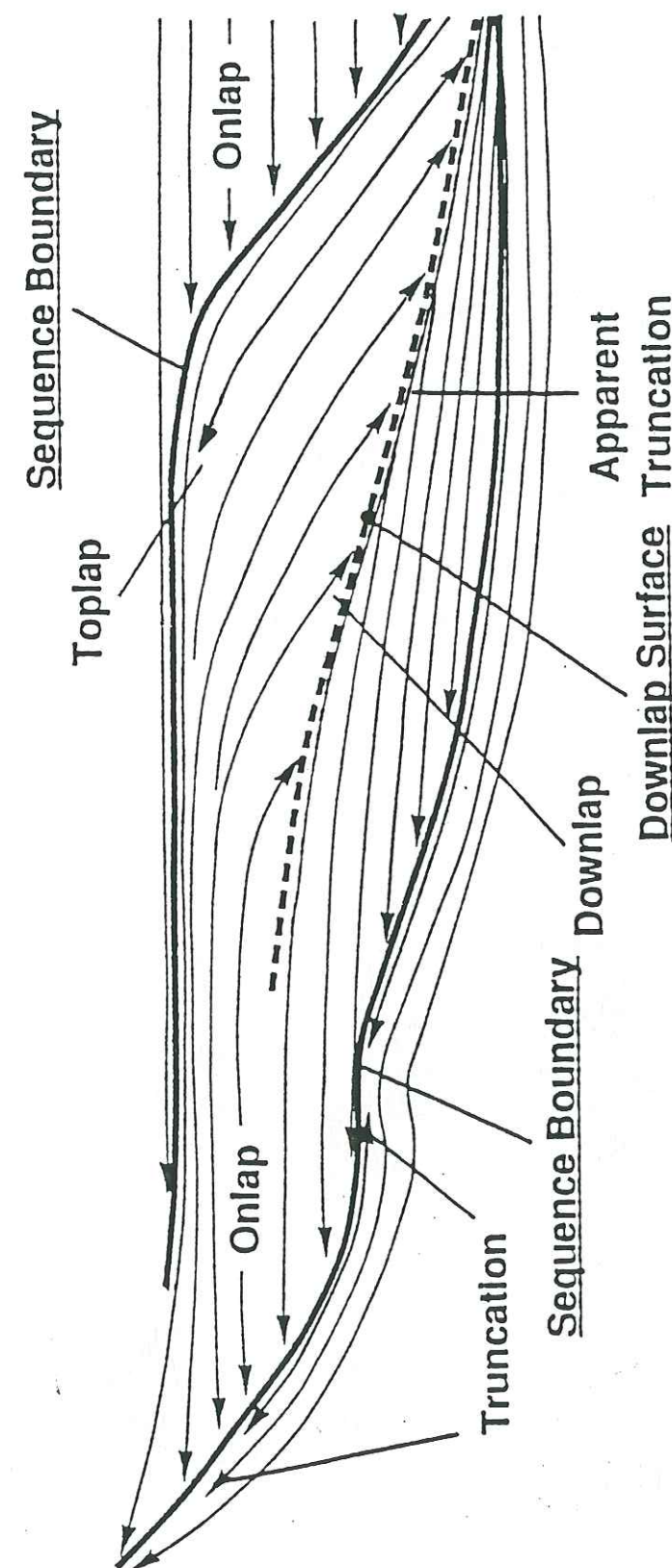


Figure 24 : Organisation des corps sédimentaires et configuration des terminaisons latérales des strates (d'après Vail et al., 1990)

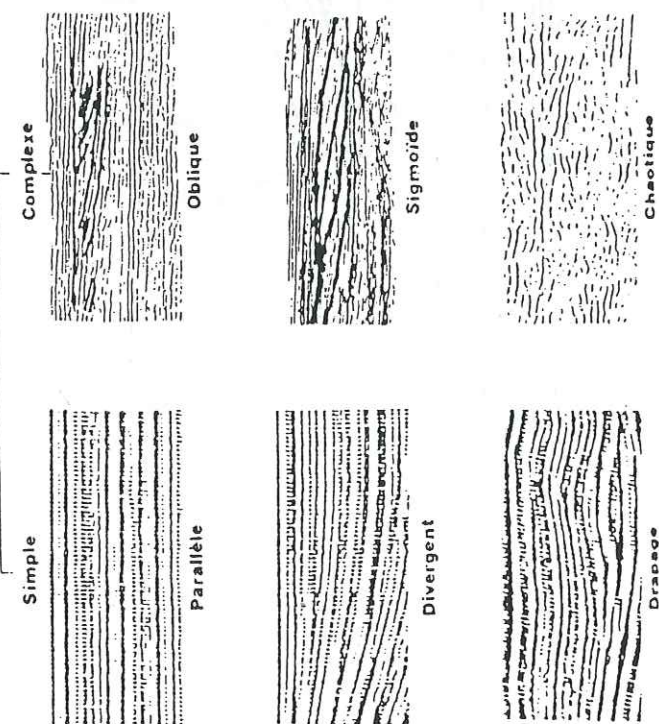


Figure 25a. : Configuration des réflexions sismiques

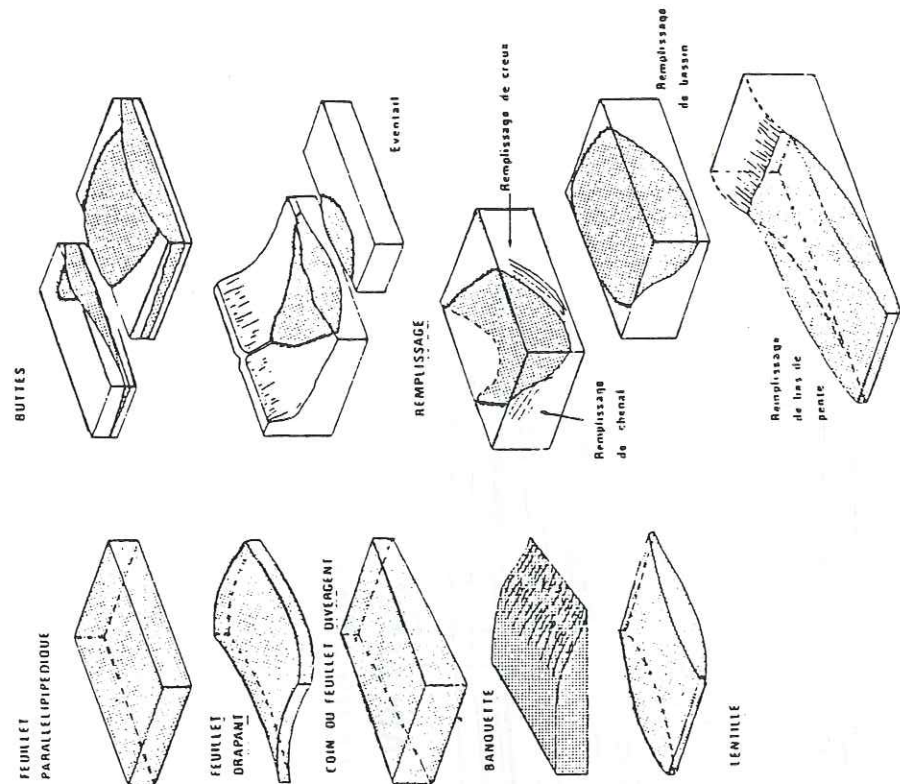


Figure 25.b : Forme externe des unités sismiques

2. Analyse des épaisseurs des dépôts sédimentaires

La restitution des épaisseurs des corps sédimentaires nécessite deux étapes essentielles.

2.1. La transformation temps-profondeur

Cette transformation permet de restituer les épaisseurs actuelles des formations observées sur les profils sismiques et nécessite une bonne connaissance du champ de vitesse. Les sections sismiques migrées en temps sont transformées en "coupe profondeur" par utilisation des lois de vitesse calculées à partir des puits représentatifs de la zone d'étude. Il faut signaler que dès que les réflecteurs sont pentés, cette transformation est théoriquement extrêmement complexe et qu'elle est liée au problème de migration des données sismiques. La migration par équations d'ondes réalisée en routine par les sociétés qui acquièrent les données sismiques permet de mieux localiser et de focaliser l'énergie provenant du réflecteur. Mais les vitesses de tranche utilisées dans les algorithmes de sommation des traces ne correspondent à des grandeurs physiques que dans le cas où les couches sont horizontales (voir paragraphe 3.1.2. de ce chapitre). De ce fait, "les transformations profondes" réalisées ne peuvent être précises que dans le cas de structures faiblement pentées. Dans les cas plus complexes, des modélisations directes par tracé de rais permettent de tester par essais-erreurs la validité d'une transformation profondeur.

2.2 La décompaction : *back-stripping*

Il s'agit de restituer l'épaisseur originelle des dépôts avant leur enfouissement sous des séries plus récentes.

Dans la suite de ce travail, j'ai été amenée à décompacter certains dépôts du Broad Fourteens Basin. Pour cela, je me suis inspirée des modélisations numériques de Sclater et Christie (1980) et j'ai utilisé la loi de Athy (1930) qui lie exponentiellement la porosité avec la profondeur :

$$(9) \quad f = f_0 e^{-Cz}$$

avec f_0 : valeur de la porosité en surface

z : profondeur

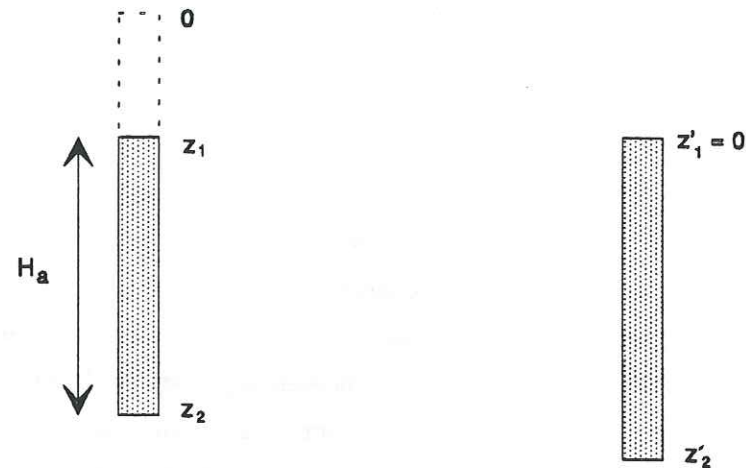
c : constante (équation (8), appendice A de Sclater et Christie, 1980)

f_0 et c dépendent de la lithologie.

En tenant compte de cette loi et des variations de profondeur d'une colonne lithologique au cours du temps, on obtient [Sclater et Christie, 1980, appendice A, équation (18)] :

$$(10) \quad z'_2 = z_2 - z_1 - \frac{f_0}{c} (e^{-cz_1} - e^{-cz_2}) + \frac{f_0}{c} (1 - e^{-cz'_2})$$

où les différentes profondeurs sont définies de la façon suivante :



état de la colonne après enfouissement maximal sous une pile sédimentaire d'épaisseur z_1

épaisseur lors du dépôt de la colonne d'épaisseur actuelle H_a

Figure 26 : $H_a = z_2 - z_1$: épaisseur actuelle de la tranche de sédiments considérée.

$z_1 - z_0 = z_1$: épaisseur de la série déposée au-dessus de la tranche de sédiments à décompacter. Pour les décompacter, il faut retirer cette série.

z_2 : profondeur d'enfouissement maximum.

$z'_2 - z'_1 = z'_2$: épaisseur initiale (lors du dépôt) de la tranche de sédiments

considérée.

J'ai réalisé un abaque liant z_1 , z_2 , z'_2 pour une colonne lithologique de sédiments marneux (fig. 27). Les coefficients c et f_0 utilisés sont ceux proposés par Sclater et Christie (1980) pour les niveaux marneux du Central Graben (Centre de la Mer du Nord) :

$$c = 0,51 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$$

$$f_0 = 0,63$$

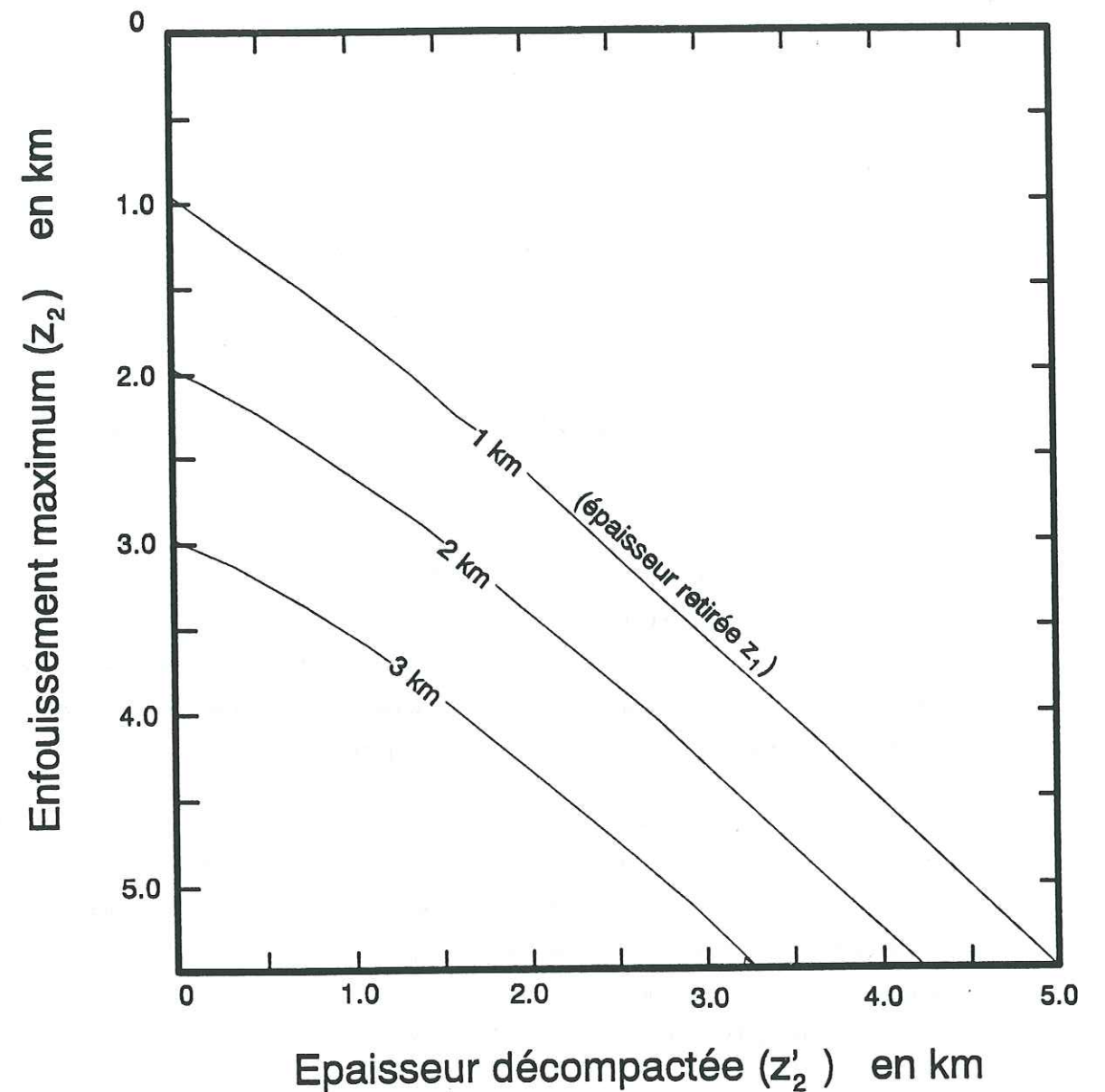


Figure 27 : Abaque liant l'enfouissement maximal (z_2), l'épaisseur décompactée (z'_2) et l'épaisseur de recouvrement maximal (z_1) d'une colonne sédimentaire d'épaisseur actuelle (H_a)

En complétant l'étude de décompaction par une analyse des paléop profondeurs, il est possible d'estimer l'histoire de la subsidence. Il faut cependant signaler que selon les milieux de dépôt, la valeur de la paléobathymétrie estimée à partir des faciès et des faunes n'est pas toujours bien contrainte.

3. Analyse des faciès, de la lithologie - Propriétés physiques des roches

La lithologie et les faciès sont appréhendés non seulement par l'étude des cuttings, mais aussi par celle des diagraphies. En effet, celles-ci documentent les caractères pétrophysiques des formations traversées et permettent une reconnaissance indirecte de leur lithologie. Certaines propriétés physiques des roches présentent la particularité d'enregistrer l'histoire de leur enfouissement. Parmi les différentes diagraphies existantes, je n'aborderai ici que celles que j'ai utilisées.

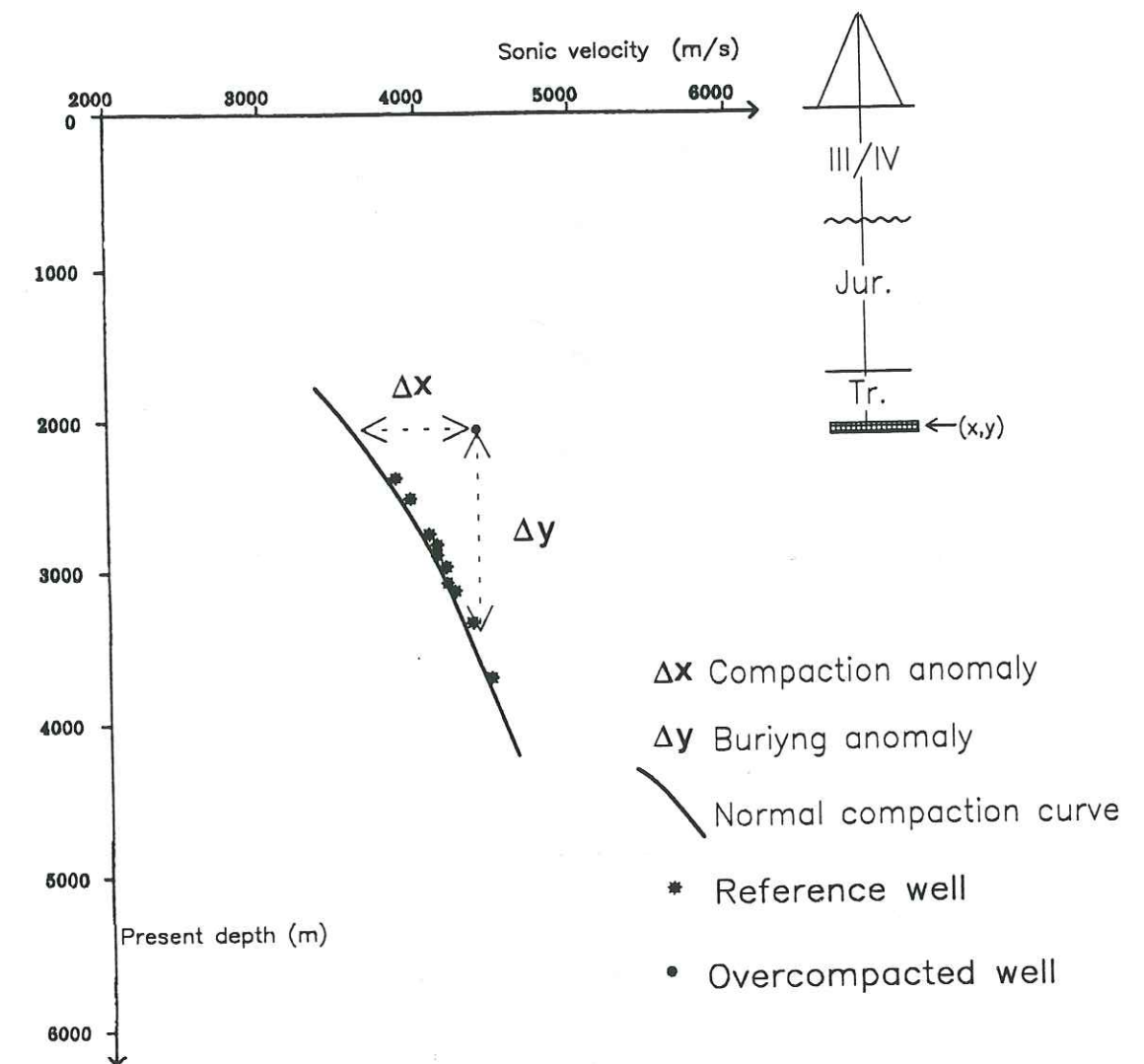
3.1. Analyse des vitesses de propagation des ondes acoustiques dans les roches

3.1.1. La diagraphie sismique

La diagraphie sismique mesure la porosité d'une roche à partir du temps que met une onde acoustique pour la traverser. La porosité obtenue dépend de la lithologie de la formation étudiée, de la nature et du remplissage de sa matrice (présence de fluides) et de sa compaction, donc de façon indirecte de l'histoire de son enfouissement. La loi de Athy (9) permet en effet de relier la porosité à la profondeur d'enfouissement si l'histoire géologique a été simple.

Dans le cas où l'histoire géologique est polyphasée, cette propriété des roches dont on admet qu'elle est irréversible et acquise lors de l'enfouissement maximal permet de déceler un événement érosif postérieur à cet enfouissement. Les sédiments ainsi affectés montreront alors des porosités inférieures à celles qu'ils devraient avoir à la profondeur qu'ils occupent actuellement: ils présenteront une anomalie de surcompaction. Pour n'enregistrer que les seuls effets de la compaction, il est nécessaire de travailler sur une formation de lithologie homogène.

Une courbe de "référence" pour l'étude est construite à partir des couples (vitesse sonique/profondeur) déterminés dans les puits qui n'ont pas subi d'érosion. De forme exponentielle, elle est ajustée aux données de l'étude par la méthode des moindres carrés. Si, dans une région, l'histoire de l'enfouissement avant la surrection ne présente pas d'anomalie de souscompaction liée par exemple à des vitesses de sédimentation très rapides, alors cette courbe correspond à l'enveloppe inférieure des données collectées (Bulat, Stocker, 1987), (fig. 28). Les valeurs de l'anomalie d'enfouissement sont obtenues par la différence entre la profondeur estimée d'après la courbe de "référence" et la profondeur actuelle du sédiment. La valeur de l'érosion peut alors être estimée en ajoutant à l'anomalie d'enfouissement l'épaisseur des sédiments qui viennent recouvrir la surface de discordance.



H. TRICHON, P. HUYGHE et al.(1990)

Figure 28 : Vitesse sonique en fonction de la profondeur d'un niveau argileux pré-rift. La courbe "normale" a été tracée à partir des puits de référence (puits ne montrant ni érosion ni anomalie de vitesse de propagation dans le niveau argileux pré-rift). Les distances verticales (Δy) et horizontales (Δx) séparant un puits de la courbe de compaction "normale" correspondent respectivement à l'anomalie d'enfouissement et à l'anomalie de vitesse de propagation attribuée à la surcompaction

Dans le cas où la formation dont on a analysé la porosité a subi plusieurs érosions entrecoupées de phases de sédimentation, des études complémentaires du contexte géologique sont nécessaires pour préciser l'origine de l'anomalie de surcompaction.

3.1.2. Les vitesses de tranche

Les vitesses de tranche sont obtenues à partir des données sismiques de surface (par le biais de la formule de Dix, 1955) dans le but d'effectuer une migration de la section.

A partir de ce champ de vitesse, on peut effectuer une étude analogue à celle décrite précédemment pour les vitesses soniques. En effet, Wyllie (1956) a pu relier la porosité aux vitesses d'intervalle dans le cas de couches horizontales grâce à l'équation (12) :

$$(12) \quad \frac{1}{V} = A + B e^{-\frac{z}{c}} \quad \text{où} \quad A = 1 / V_{ma}$$

$$B = f_0 (V_{ma} - V_f) / V_{ma} \cdot V_f$$

avec

- V : vitesse moyenne
- V_{ma} : vitesse à travers la matrice
- V_f : vitesse à travers les fluides
- f_0 : valeur de la porosité en surface
- z : profondeur
- c : constante dépendant de la lithologie

3.2. Radioactivité naturelle des roches : le gamma ray

Le gamma ray est représentatif de la radioactivité naturelle des formations liée à leur concentration en potassium, thorium et uranium.

Dans les formations sédimentaires, cette diagraphie reflète l'argilosité des sédiments puisque les éléments radioactifs cités ci-dessus se concentrent préférentiellement dans les argiles.

Le repérage des lits argileux est important pour les corrélations stratigraphiques classiques de puits d'une même région, mais est également essentiel pour les techniques de stratigraphie séquentielle puisque la proportion d'argile est non seulement significative de la nature d'un sédiment et de son environnement de dépôt, mais aussi de l'évolution des faciès. En outre, le repérage des pics d'argilosité permet dans les environnements de dépôts marins de déceler une surface d'inondation maximale, surface considérée comme isochrone et séparant, dans des conditions géologiques de haut niveau marin, l'épisode transgressif de l'épisode régressif (Cramez, 1990). Elle est fossilisée par une surface basale de progradation malheureusement pas toujours observable sur la sismique, mais elle s'accompagne souvent de dépôts parfois condensés à glauconite, phosphate et faunes pélagiques décelables d'après l'examen des cuttings dans les forages.

Dans la deuxième partie de ce travail, l'étude de la diagraphie du gamma ray a toujours été couplée à celle du sonique.

3.3. Les marqueurs thermiques

Certaines méthodes plus ou moins classiquement utilisées en domaine sédimentaire se basent sur l'analyse de marqueurs thermiques. On peut citer :

- analyse du pouvoir de réflexion en lumière naturelle sur des sections polies de la vitrinite (PR). Le pouvoir de réflexion de ce composant des matières charbonneuses traduit l'effet de l'évolution thermique subie par la matière organique.
- Les traces de fission (Duddy et Gleadow, 1982) : La méthode des traces de fission permet de dater le franchissement d'une isotherme grâce à certains minéraux (apatite : passage de l'isotherme 115° +/- 10° ; zircon : passage de l'isotherme 210° +/- 25°).

Ces méthodes sont représentatives de l'évolution thermique du bassin sédimentaire, laquelle peut être corrélée à la profondeur d'enfouissement si on peut estimer les paléogradients géothermiques de la région considérée. Dans cette condition, on peut étudier l'histoire de l'enfouissement d'une roche d'une façon analogue à celle décrite précédemment.

4. Datations

Elles sont surtout basées sur les datations micropaléontologiques des cuttings récupérés lors des forages. Elles permettent de dater les limites des unités repérées en sismique afin de pouvoir les comparer à l'échelle des cycles eustatiques (Haq et al., 1987).

Le schéma établi par Vail et ses collaborateurs (1977, 1987) se complique rapidement dans le cas de régions soumises à des déformations et dont la morphologie est contrôlée par des failles tectoniquement actives (fig.29). Dans ce cas, la suprématie de la vitesse des variations eustatiques par rapport à celle de la subsidence et notamment de la subsidence différentielle est moins évidente. Les variations relatives du niveau marin au toit d'une faille ne sont alors pas uniquement représentatives des variations eustatiques. L'utilisation des surfaces stratigraphiques pour dater des événements nécessite dans de tels contextes une extrême prudence : on peut ainsi se demander si les surfaces stratigraphiques remarquables (limite de séquence, surface d'inondation maximale) sont liées à un événement eustatique ou à un événement tectonique qui a provoqué leur mise en place. Auquel cas, on ne corrèle plus les variations eustatiques du niveau marin, mais les perturbations des champs de contraintes induites par les changements aux limites des systèmes considérés, c'est-à-dire aux limites des plaques. De ce fait, selon Cloetingh (1988), l'enregistrement stratigraphique pourrait-il fournir une nouvelle source d'information des paléochamps de contraintes.

5. Analyse tectonique

5.1. Analyse cartographique

Dans la deuxième partie de ce travail, l'examen cartographique (écorchés, cartes isobathes ou isochrones, cartes isopaques) a permis de localiser les accidents tectoniques par rapport aux dépocentres pour différentes périodes de l'évolution du bassin sédimentaire étudié, et d'analyser l'évolution latérale des structures tectoniques.

5.2. Analyse de la composante verticale des mouvements

5.2.1. Les notions de point nul et de degré d'inversion

Williams, Powell et Cooper (1989) ont proposé des méthodes d'analyse de la déformation plus particulièrement adaptées aux bassins sédimentaires qui ont subi une inversion

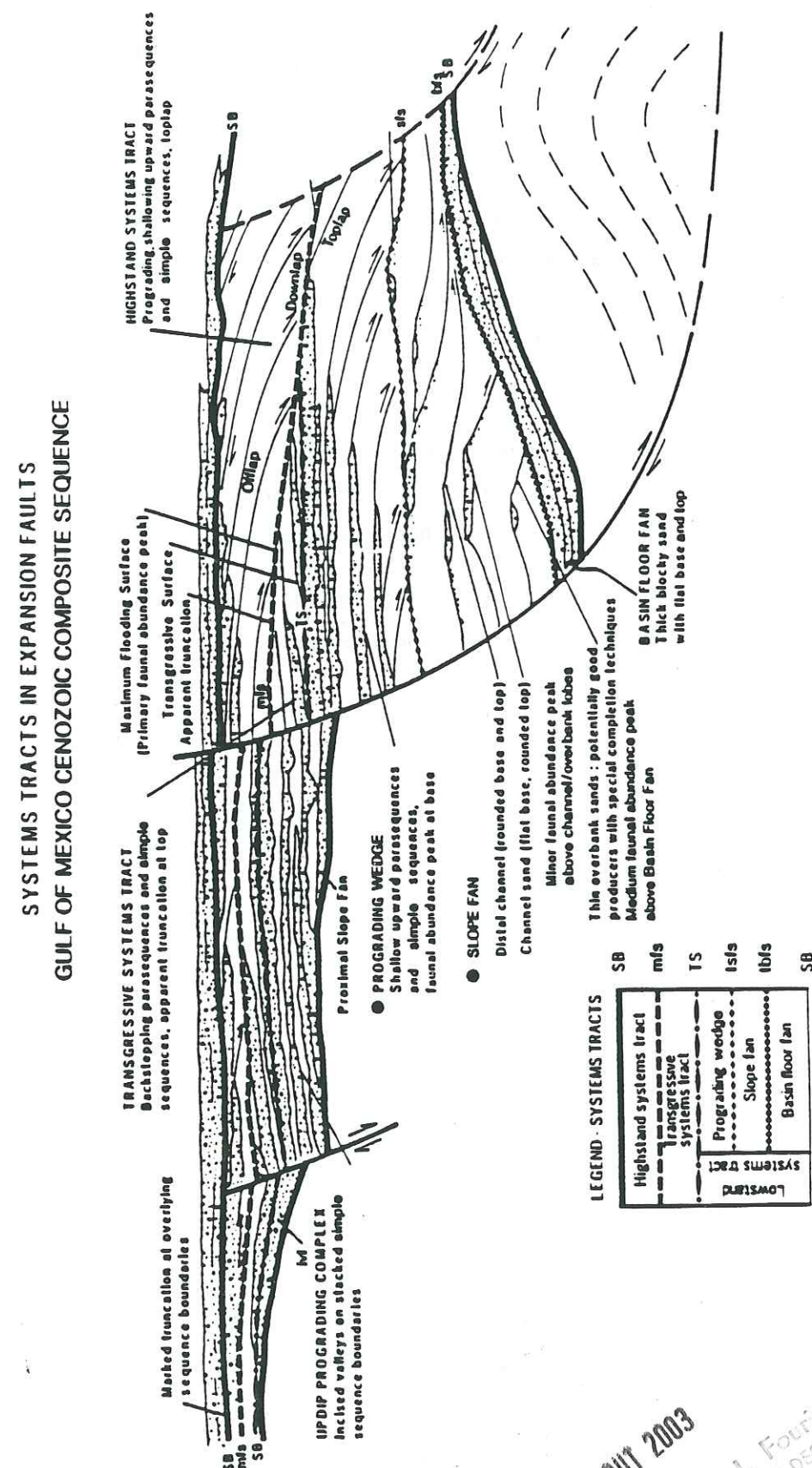


Figure 29 : Cortèges sédimentaires dans un contexte tectonique (d'après Vail et al., 1990)

18 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: p.lalour@ujf-grenoble.fr

tectonique. J'ai notamment utilisé et appliqué dans la deuxième partie de ce travail les notions de point nul et de degré d'inversion.

Le point nul est défini comme le niveau stratigraphique qui ne montre pas de rejet apparent de part et d'autre d'une faille (figure 30). Plus une faille est inversée, plus le point nul est localisé vers la base de la série située à son pied.

Le degré d'inversion est déterminé par le rapport, au toit de la faille, de l'épaisseur de la série syn-rift montrant un jeu inverse et de l'épaisseur totale de la série syn-rift (figure 30). Williams, Powell et Cooper désignent par série syn-rift les formations contemporaines de l'activité extensive de la faille. Le degré d'inversion varie de 0 à 1 selon que l'accident étudié n'est pas du tout inversé, ou est complètement inversé.

Ces deux outils appliqués à des coupes sérieées ont été utilisés pour étudier l'évolution latérale de la déformation, pour la quantifier, et ont ainsi permis de contrôler la cohérence d'ensemble des interprétations sur lesquelles reposent les profils sismiques analysés.

Cependant, les outils utilisés par Williams et al. ne se révèlent pas significatifs de l'ensemble des effets de l'évolution des mouvements verticaux.

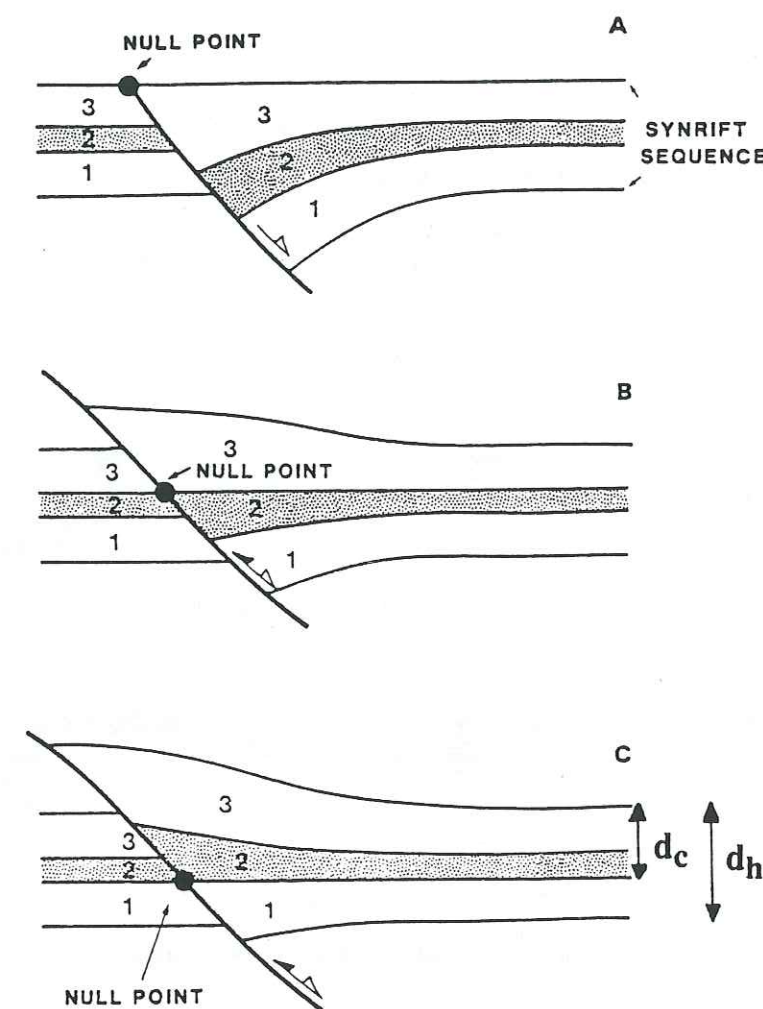


Figure 30 : Définitions (d'après Williams et al., 1989) :

- du point nul (•), repère stratigraphique ne montrant pas de rejet apparent de part et d'autre de la faille.
- du degré d'inversion (R) $R = d_c/d_h$

Noter que plus la version augmente, plus le point nul est localisé vers le bas de la série syn-rift au toit de la faille.

d_h : épaisseur de la série syn-rift au toit de la faille

d_c : épaisseur de la série syn-rift montrant un jeu inverse au toit de la faille

La figure 31 montre, à partir de deux schémas, que la faille (B) a subi un jeu inverse supérieur à celui de la faille (A) bien que la valeur du degré d'inversion et la localisation du point nul, évalués et positionnés à partir de l'observation des dépôts montrent que la faille (A) est plus inversée que la faille (B).

Le point nul et le degré d'inversion caractérisent uniquement le rapport entre la valeur de l'extension et celle de la compression, sans tenir compte de leur ampleur propre. En plus du degré d'inversion et de la localisation du point nul, j'ai donc choisi, pour remédier à cette "lacune" de définir et d'utiliser une grandeur représentative de l'ampleur du mouvement de surrection. C'est le jeu vertical inverse (τ_c) qui correspond au trajet réellement parcouru pendant la surrection par un niveau stratigraphique situé au toit de la faille (fig. 31).

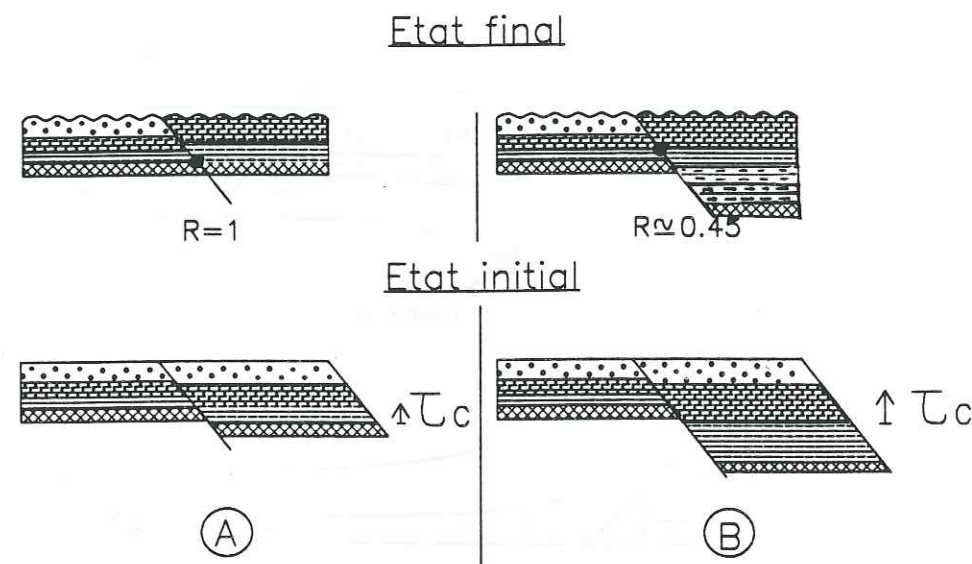


Figure 31 : Evolution polyphasée d'une faille : notion de jeu vertical inverse (τ_c)

- R : degré d'inversion
- : point nul
- τ_c : jeu vertical durant l'inversion structurale

5.2.2. Cas d'une évolution structurale polyphasée

Pour étudier une évolution tectonique polyphasée plus complexe qu'une simple inversion structurale, j'ai utilisé des diagrammes de subsidence différentielle dont j'ai exposé les principes p. 10/11. Pour cette représentation, je me suis inspirée des diagrammes déplacement/distance de Williams et Chapman (1983) que j'ai plus particulièrement adaptés et développés pour l'étude de l'évolution structurale polyphasée des bassins sédimentaires.

Un diagramme de subsidence différentielle permet de décrire et d'étudier l'évolution des mouvements verticaux au voisinage d'un système de failles à partir de l'analyse de l'enregistrement sédimentaire. En abscisse, on place la valeur de la différence de subsidence de part et d'autre de l'accident étudié, en ordonnée, la valeur de la subsidence du compartiment au toit du système de failles étudié. L'estimation des valeurs de la subsidence s'appuie sur l'analyse des épaisseurs des différentes séries, de leur décompaction et de l'estimation des paléop profondeurs (voir paragraphe 2.2 p. 53 à 55) ; l'analyse des érosions se base sur l'étude des anomalies d'enfouissement (paragraphe 3.1 et 3.3 p. 56 à 59).

Pour chacune des périodes d'activité de la faille, on construit un point qui, relié au point correspondant à la période d'activité précédente définit un vecteur. Ce vecteur est orienté vers le bas tant que la subsidence domine au toit ou au mur de la faille (Cf. figure 4 p. 11). De cette façon, si on suit la succession des vecteurs unitaires représentatifs chacun d'une période d'activité de la faille, son histoire est décrite de manière rétrotectonique. Sur la figure 32 l'événement tectonique associé au vecteur 5 est le plus récent, celui associé au vecteur 1 est le plus ancien. L'événement 5 correspond à un raccourcissement accompagné d'une surrection du toit et du mur du système de failles, l'événement 4 correspond à un raccourcissement dans un contexte subsident, les événements 3 et 2 représentent chacun une période d'activité tectonique extensive avec subsidence non seulement du toit, mais aussi du mur de la zone de failles, suite à une période de subsidence régionale représentée par le vecteur 1.

La comparaison de deux colonnes lithologiques de part et d'autre de la faille présente cependant deux particularités par rapport à la décompaction d'une seule colonne :

- si les faciès de dépôt sont identiques de part et d'autre de l'accident étudié, on suppose que la subsidence différentielle est équivalente à la variation d'épaisseur d'une même formation entre le toit et le mur de la faille. Pour visualiser l'information temps sur les diagrammes de subsidence différentielle, on place la colonne lithostratigraphique simplifiée au toit de la faille parallèlement à l'axe des ordonnées (figure 32). Dans le cas où des érosions ont affecté les sédiments au toit du système de failles étudié, plusieurs colonnes stratigraphiques comprises entre les surfaces d'érosion sont représentées (figure 65).

- si l'apport sédimentaire est plus faible que l'espace disponible créé au voisinage de la faille, il peut cependant y avoir un délai entre le fonctionnement de la faille et le comblement à son toit. Aussi la stratigraphie des séries ne fournit-elle qu'une indication temporelle partielle sur le fonctionnement de la faille. Un des intérêts des diagrammes de subsidence différentielle est de permettre une comparaison rapide de plusieurs portions d'une même faille, afin de contrôler la cohérence d'ensemble des informations. Cette comparaison est fructueuse sur des

diagrammes pour lesquels l'estimation de la subsidence est réalisée en mètres, après transformation-profondeur et décompaction. Mais elle l'est également si on se limite à comparer les épaisseurs des séries (de faciès similaires) reportées en fonction de leur enregistrement en temps doubles sur l'image sismique. Dans ce dernier cas, le travail est alors allégé et on évite ainsi l'estimation de nombreux paramètres parfois mal contraints (vitesse, porosité) en l'absence de puits.

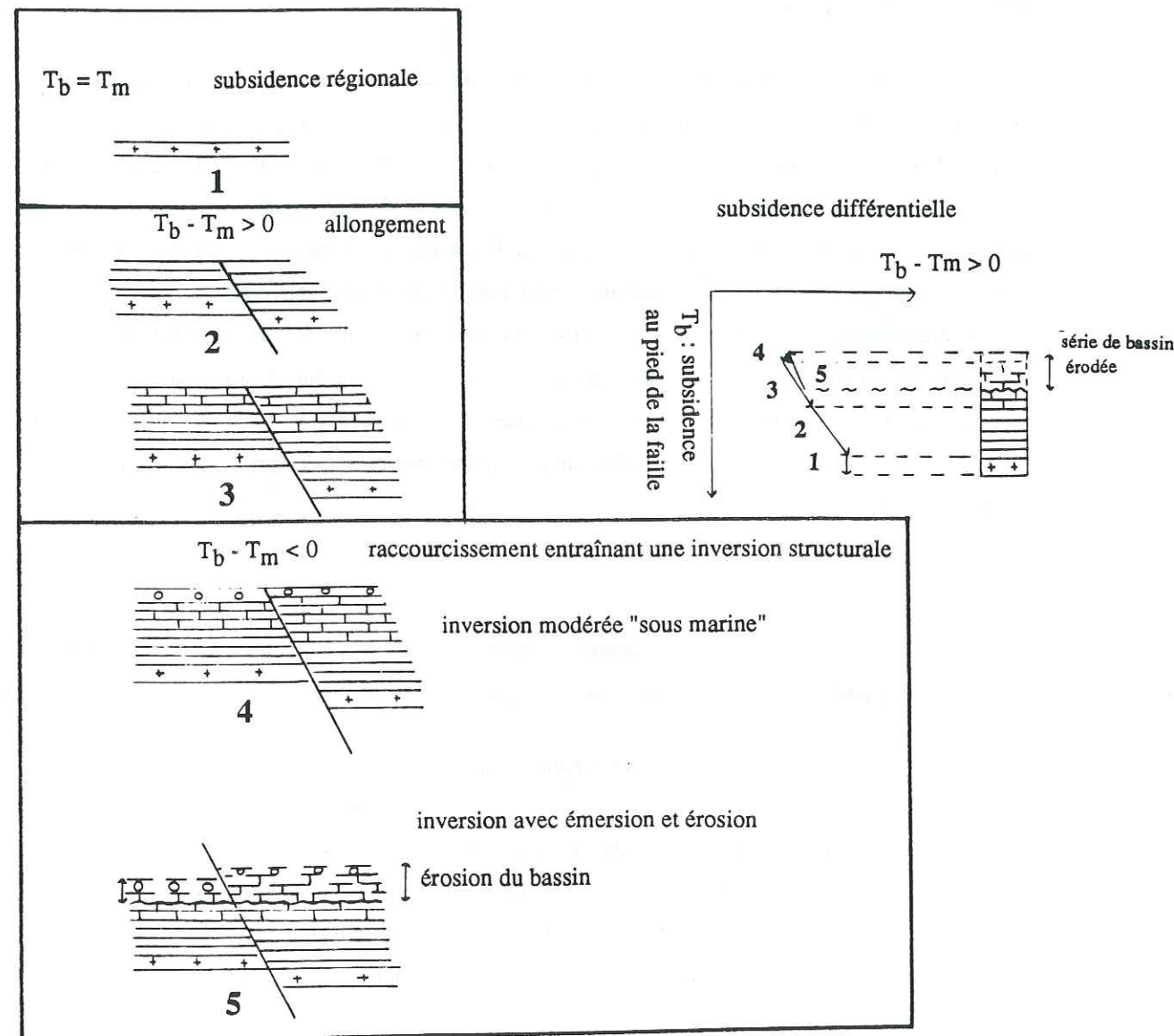


Figure 32 : Détail de la construction d'un diagramme d'analyse de la subsidence différentielle dans le cas de l'évolution polyphasée d'une structure faillée. Les faciès étant équivalents de part et d'autre de la faille, on assimile la subsidence différentielle à la différence d'épaisseur des séries de part et d'autre de la faille.

T_b : subsidence au pied de la faille
 T_m : subsidence au mur de la faille
 $T_b - T_m$: subsidence différentielle

IV - METHODES D'EQUILIBRAGE GEOMETRIQUE

1. La méthode des coupes équilibrées

1.1. Rappels de base

La méthode des coupes équilibrées est une méthode par essais-erreurs qui permet de contraindre la réalisation des coupes géologiques à partir de données de subsurface disponibles, et de reconstituer les étapes de la déformation pour aboutir à la géométrie avant déformation des objets étudiés.

La méthode des coupes équilibrées se base sur des règles géométriques et cinématiques simples liées à des concepts mécaniques. Les principes de base ont été répertoriés en 1969 par Dahlstrom. Il s'agit, d'une part de l'existence d'un chemin cinématique entre les états déformé et non déformé d'une coupe géologique, d'autre part de la conservation des aires et des longueurs curvilignes dans le plan de la coupe au cours des étapes de la déformation. Cette technique nécessite donc que la coupe à "équilibrer" soit parallèle à la direction de déplacement et que les niveaux repères utilisés soient compétents, de façon à minimiser la déformation interne des strates dans le plan de la coupe.

La méthode des coupes équilibrées a d'abord été appliquée aux zones compressives (dans les Rocheuses, Bally et al., 1966). Le style des plis et les longueurs invariantes dans ceux-ci (Suppe, 1983 ; Jamison, 1987), la déformation de la limite arrière de l'allochtone, la trajectoire et la vergence des failles sont autant de paramètres structuraux qui permettent de mieux contraindre les géométries à reconstituer.

Dans un contexte extensif, la démarche est similaire et a notamment été développée par Gibbs (1983). Dans ce cas, l'outil le plus précieux pour déterminer la géométrie des failles et les déplacements le long de celles-ci est la méthode de la surface transférée explicitée plus loin.

1.2. Modélisation informatique de l'évolution cinématique de structures géologiques complexes

La méthode des coupes équilibrées est souvent longue et délicate à mettre en oeuvre. Elle a fait l'objet de modélisations numériques informatiques qui, par leur précision et leur rapidité d'exécution, permettent de contraindre la géométrie de structures profondes complexes. Elles trouvent une application directe dans l'industrie pétrolière, mais également dans la recherche fondamentale pour estimer les valeurs de raccourcissement absorbé lors de la formation de structures majeures (chaînes de montagne, prismes d'accrétion...). Ces modélisations informatiques de l'évolution cinématique de structures géologiques simulent la déformation soit dans le sens direct (Jones et Linsser, 1986 ; Endignoux et Mugnier, 1990), soit dans le sens rétrotectonique, en partant de l'état déformé et en retirant l'effet des différentes phases tectoniques (Moretti et Larrère, 1989).

Dans les deux cas, la structure géologique modélisée est décomposée en unités de déformation, petite unité structurale pour laquelle la déformation est continue. Les limites d'une unité de déformation sont calquées sur les trajectoires des failles actives ou des discordances de la coupe déformée. La décomposition en unités de déformation (nombre et limites), le type de déformation ou de rétrodéformation qui leur est appliqué et le nombre de phases tectoniques à simuler sont des paramètres qu'il faut préciser.

Des modèles tentent de résoudre en plan le problème de la rotation dans l'espace des directions de déplacement lors de la déformation en utilisant la méthode des cartes équilibrées (Goguel, 1948 ; Guiller, 1991) ou en s'inspirant de résultats de modélisations analogiques (Merle, 1982 ; Vialon et al., 1984 ; Faugère et al., 1986 ; et bien d'autres...).

2. La méthode des surfaces transférées

Introduite initialement par Rich (1934) et Goguel (1952) pour des zones de déformation en compression, la méthode de la surface transférée est basée sur la conservation de l'aire dans le plan de la coupe. Elle a été étendue aux domaines de déformation en extension (Gibbs, 1983).

La surface transférée est la surface A_1 comprise entre l'horizon repère après déformation et la ligne correspondant à sa position avant déformation (fig. 33). Dans le cas où un

décollement se produit à la profondeur T_0 , alors le produit du raccourcissement $(L_1 - L_0)$ par cette valeur de la profondeur est égal à la surface transférée lors de la déformation. On a la relation (13) :

$$(13) \quad (L_0 - L_1)T_0 = A_1$$

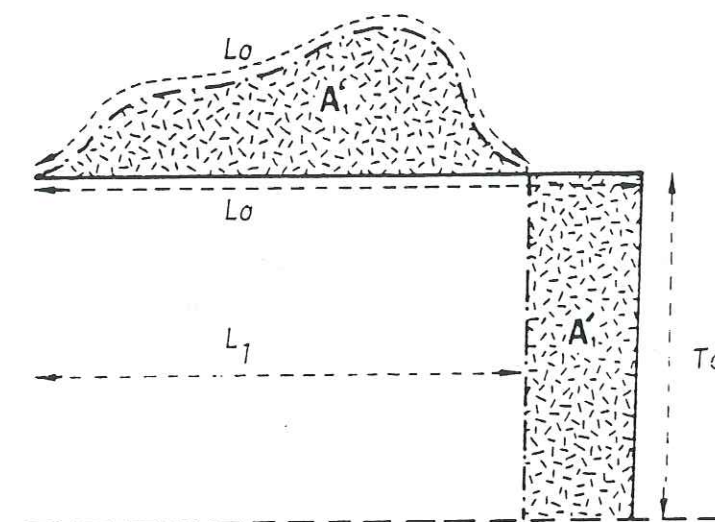


Figure 33 : Surface transférée durant la déformation (d'après Goguel, 1983).

L_1 : Longueur finale ; L_0 : Longueur initiale ; A_1 : surface transférée ;

T_0 : profondeur du plan de décollement

Cette méthode très simple permet d'accéder à partir de la surface transférée, soit à la valeur du raccourcissement, soit à celle de la profondeur du niveau de décollement dans le cas de failles associées à un décollement. Dans le cas d'un modèle de failles en dominos, la profondeur à laquelle on accède est celle de la transition fragile/ductile. Cette méthode s'applique aussi bien à des géométries globales (coupe à travers un bassin) qu'à des géométries locales (structure tectonique isolée), quels que soient la trajectoire des failles en profondeur (listrique, plane) et le mécanisme de déformation (cisaillement vertical ou le long de plans inclinés). En effet, dès que les failles se raccordent à un niveau de décollement, le détail de la déformation n'intervient pas, puisque cette technique se fonde uniquement sur des paramètres globaux (surface, longueurs). Le nombre de failles mises en jeu et la forme de la surface transférée ne gênent donc en rien l'utilisation de cette méthode.

En revanche, l'application de la méthode de la surface transférée nécessite le plus souvent l'enregistrement sédimentaire de la déformation. Pour un raccourcissement, il s'agit de la surface en excès par rapport à un niveau de référence que l'on doit reconstituer si elle a été érodée ; pour une extension, il s'agit du remplissage du vide potentiel créé lors de l'étirement. Ces

remplissages syntectoniques fréquents dans la zone étudiée dans la deuxième partie de ce travail sont abordés plus en détail ci-dessous.

2.1. Influence du type de faille sur l'enregistrement sédimentaire de la tectonique extensive

Divers auteurs (Le Pichon et Sibuet, 1981 ; Verral, 1981 ; Gibbs, 1983 ; Davison, 1986 ; Faure et Seguret, 1988) ont mis au point des méthodes de calcul et des techniques graphiques permettant, à partir d'observations superficielles (pendage des failles et géométrie des couches superficielles) de construire en profondeur la géométrie des failles normales associées à une surface de décollement.

Ces failles, listriques ou planes, sont différenciables à partir de l'observation en surface de l'aspect du remplissage sédimentaire du vide potentiel créé. Dans le cas de failles listriques, les couches présentent une forme en roll-over, dans le cas de failles planes, un graben de compensation apparaît.

À partir d'expériences en laboratoire et d'observations sismiques, Faure et Seguret (1988) ont déterminé que :

- pour une faille listrique, la déformation du bloc supérieur s'effectue selon un mode de déformation assimilable à du cisaillement simple le long de plans inclinés à $60-65^\circ$, antithétiques à la faille majeure. La compensation du vide potentiel implique donc que le point de tangence horizontal du roll-over (X) se projette à 60° sur la surface du bloc, à partir du point de départ virtuel du vide potentiel (Y) (fig. 34).

- pour une faille plane, la déformation est plutôt une combinaison entre une déformation pénétrative en cisaillement simple et une déformation fragile discontinue. La forme en roll-over n'apparaît donc que lorsque le point de recoupement (Z) du bloc supérieur atteint la surface de décollement. Avant ce stade, le bloc dessine un graben de compensation. Le point (Y) se projette alors à 60° en (X), et le point (Y) en (Y') (fig. 34).

Ces remarques ont permis à Faure et Seguret (1988), à partir de la forme du remplissage syntectonique de proposer, outre la reconnaissance du type de faille, une méthode de calcul de leur trajectoire profonde.

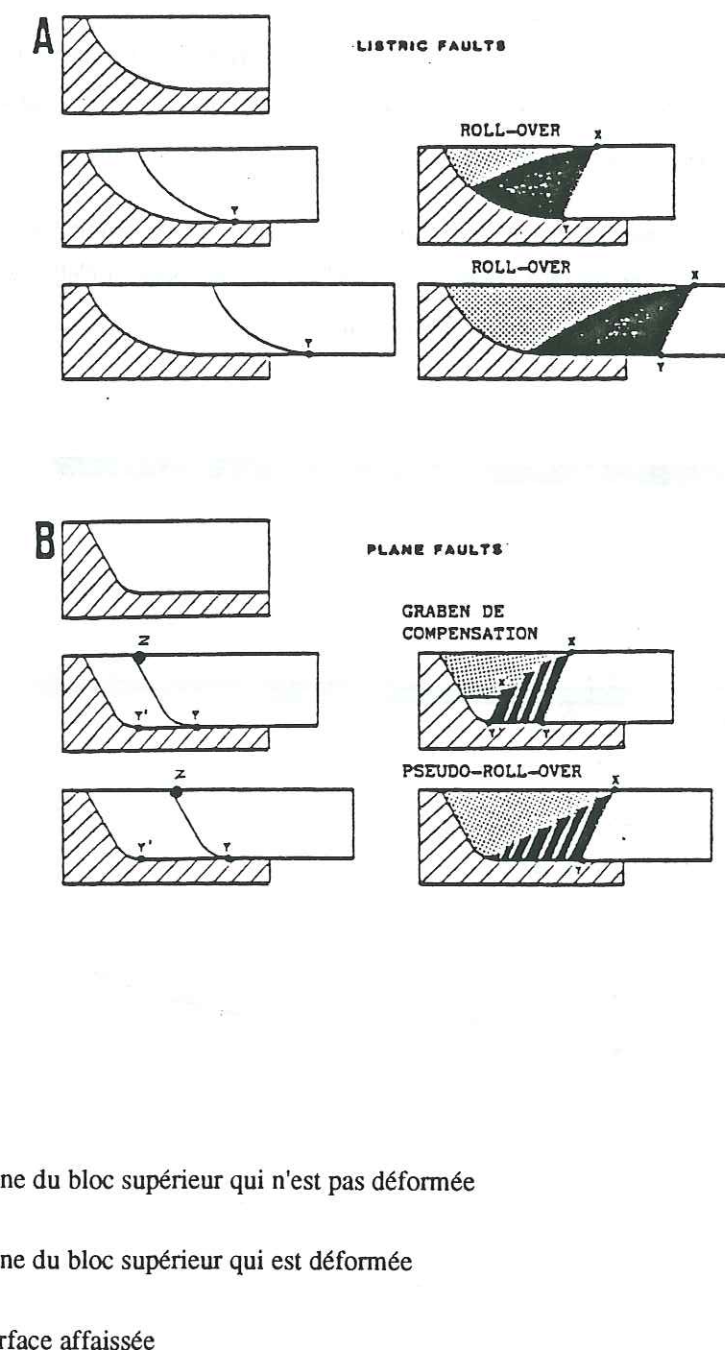


Figure 34 : Les deux types de configuration de failles pour le modèle de failles normales avec décollement (d'après Faure et Seguret, 1988).

X, point de tangence ; Y, point de départ du vide potentiel s'il pouvait être conservé ; X', rupture de pente dans le bloc supérieur ; Y', rupture de pendage de la faille. Z, point de recoupement du bloc supérieur.

2.2. La méthode de la double surface transférée en extension

La méthode de la double surface transférée (Mugnier et al. 1990) est une adaptation de la méthode de la surface transférée. Elle permet de savoir, à partir de deux surfaces affaissées liées à une même déformation, si une faille est associée ou non à un niveau de décollement potentiel. Si la faille est associée à un niveau de décollement, on peut alors estimer sa profondeur..

Cette technique peut être utilisée pour équilibrer des géométries locales pour lesquelles on n'a pas d'estimation de l'extension, mais dont on peut envisager qu'elle est la même pour l'un et l'autre des niveaux de référence utilisés (fig.35).

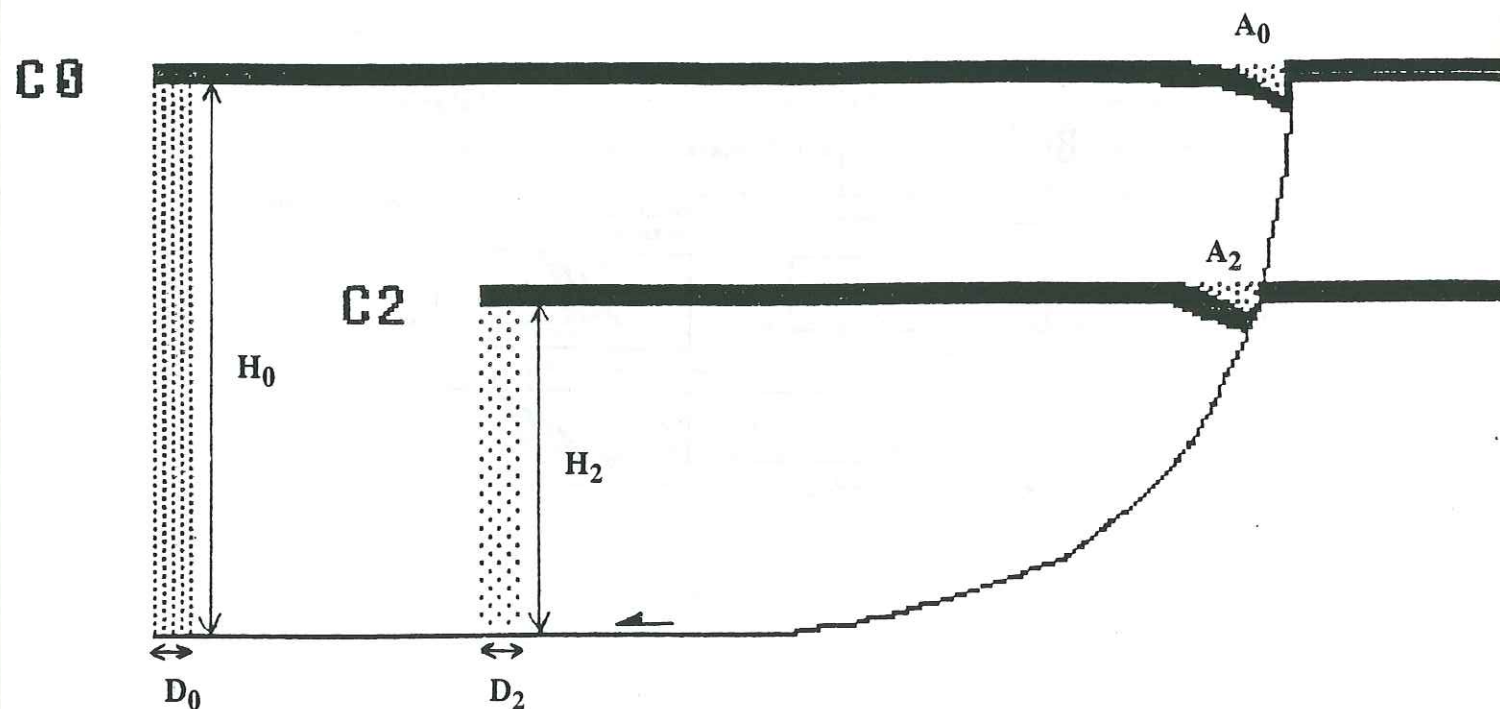


Figure 35 : Schéma définissant les grandeurs utilisées dans la méthode de la double surface transférée.

- C₀ et C₂ : Niveaux repères ;
- A₀ et A₂ : Surfaces affaissées ;
- D₀ et D₂ : Valeurs du déplacement le long du niveau de décollement ;
- H₀ : Profondeur du niveau de décollement par rapport au niveau repère C₀ ;
- H₂ : Profondeur du niveau de décollement par rapport au niveau repère C₂.

En appliquant la méthode de la surface transférée à chacune des deux surfaces affaissées, on obtient les deux relations suivantes:

$$(14) \quad D_2 H_2 = A_2$$

$$(15) \quad D_0 H_0 = A_0$$

$$\text{Si } D_0 = D_2 = D$$

$$(16) \quad \text{Alors } D = \frac{A_0}{H_2 + (H_0 - H_2)} = \frac{A_2}{H_2}$$

$$(17) \quad A_0 H_2 = A_2 [H_2 + (H_0 - H_2)]$$

$$(18) \quad H_2 (A_0 - A_2) = A_2 (H_0 - H_2)$$

$$(19) \quad H_2 = \frac{A_2 (H_0 - H_2)}{(A_0 - A_2)}$$

On peut également, à partir des surfaces affaissées, estimer le déplacement (D) par :

$$(20) \quad D = \frac{(A_0 - A_2)}{(H_0 - H_2)}$$

Cette technique présente cependant des limites :

- s'il y a eu une phase tectonique entre le dépôt des deux niveaux repères, alors la profondeur (H₂) est très inférieure à la profondeur réelle du niveau de décollement.
- s'il existe deux niveaux de décollement sollicités soit simultanément, soit alternativement lors des dépôts syntectoniques. Dans ce cas, la profondeur (H₂) déterminée est intermédiaire entre les deux niveaux de décollement sollicités.

Sa précision dépend de la qualité et du type de données dont on dispose. Par ailleurs, l'incertitude relative sur l'estimation de la différence entre les deux aires peut être importante. En effet, si l'incertitude sur chacune des surfaces est (ΔS), l'incertitude absolue sur la différence est (2ΔS).

3. Effet du décrochement

Si on travaille en coupe, on suppose implicitement que le vecteur déplacement le long de la faille est parallèle au plan de coupe. Mais dans de nombreux cas, une composante de décrochement ne peut pas être exclue. Aussi doit-on l'envisager et en discuter les effets :

3.1. Cas d'une structure cylindrique

Si la structure est cylindrique et le vecteur déplacement oblique par rapport à l'axe de la structure, Elliott (1976) a montré que la méthode des surfaces transférées est toujours utilisable.

En effet :

- les valeurs des épaisseurs restent correctes,
- les valeurs des surfaces transférées et des normes des vecteurs déplacement sont multipliées par un même coefficient fonction de l'obliquité (α) entre la coupe (perpendiculaire à la structure) et le vecteur déplacement réel.

Dans le plan de coupe perpendiculaire à la structure, on a (A') surface transférée apparente et $\|\vec{V}\|$ norme du vecteur déplacement apparent (fig. 36, coupe 1).

Dans le plan de coupe parallèle à la direction de déplacement vraie, on a A_r et $\|\vec{V}_r\|$

avec $A' = A_r \cos \alpha$

$$\|\vec{V}\| = \|\vec{V}_r\| \cos \alpha$$

La profondeur du niveau de décollement s'exprime alors par :

$$(21) \quad H = \frac{A'}{\|\vec{V}\|} = \frac{A_r \cos \alpha}{\|\vec{V}_r\| \cos \alpha} = \frac{A_r}{V_r}$$

La composante décrochante n'affecte donc pas le bilan des surfaces transférées et celles-ci pourront être utilisées pour étudier la composante du mouvement perpendiculaire à la structure puisque la composante décrochante parallèle à la structure est masquée.

Le bilan des longueurs des horizons stratigraphiques n'est pas modifié non plus par une composante décrochante puisque chacune d'elles sera affectée par le même coefficient d'obliquité ($\cos \alpha$).

3.2. Cas d'une structure non cylindrique

Dans ce cas, (α) angle entre le vecteur déplacement et la coupe perpendiculaire à la structure n'est pas constant.

L'application de la méthode des surfaces transférées pour une structure locale ou pour un équilibre plus global (échelle d'un bassin) reste assez satisfaisant si les variations angulaires sont faibles. En effet, Cooper (1983) a indiqué qu'une erreur de 10° sur la direction horizontale de déplacement induisait une augmentation de l'aire à conserver de 5 % seulement, ce qui représente une incertitude faible par rapport à des transformations "temps-profondeur" de profils sismiques ou par rapport aux extrapolations souvent indispensables dans la plupart des modélisations numériques.

L'utilisation de la méthode des surfaces transférées sur des coupes sériées à travers une structure non cylindrique peut même être intéressante. En effet, elle permet, si la profondeur du niveau de décollement (H) est constante et s'il n'y a pas de déformation interne (utilisation de niveaux compétents), d'estimer l'angle relatif du vecteur déplacement avec la structure en un point donné, à partir des surfaces transférées apparentes et de la géométrie en carte de la structure étudiée.

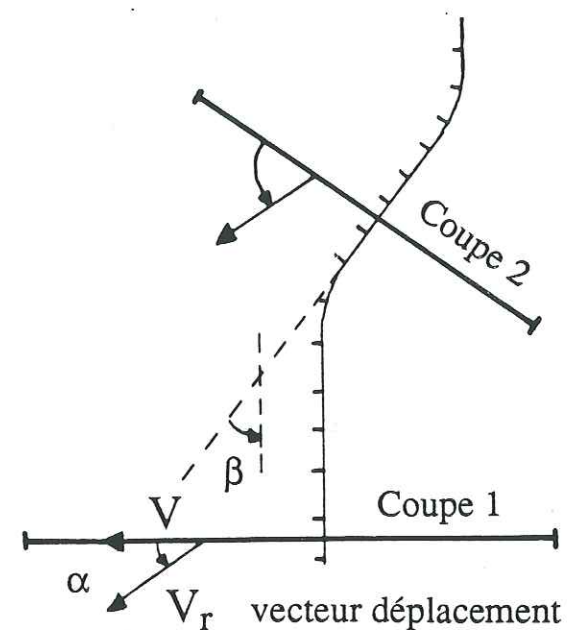


Figure 36 : Vue cartographique

β : angle entre les deux tronçons de la faille α : angle entre le vecteur déplacement et la coupe 1

Dans le cas général, on a :

$$(22) \quad A_1 = \cos \alpha A_r$$

$$(23) \quad A_2 = \cos(\alpha + \beta) A_r$$

(β) : angle entre les directions des deux tronçons de la structure non rectiligne étudiée

Pour un plan de décollement situé à une profondeur constante le long de la structure, on obtient :

$$(24) \quad H \cdot V_r = \frac{A_1}{\cos \alpha} = \frac{A_2}{\cos(\alpha + \beta)}$$

$$(25) \quad \frac{\cos(\alpha + \beta)}{\cos \alpha} = \frac{A_2}{A_1}$$

$$(26) \quad \frac{\cos \alpha \cos \beta - \sin \alpha \sin \beta}{\cos \alpha} = \frac{A_2}{A_1}$$

$$(27) \quad \cos \beta - \tan \alpha \sin \beta = \frac{A_2}{A_1}$$

$$(28) \quad \tan \alpha = \frac{1}{\tan \beta} - \frac{A_2}{A_1 \sin \beta}$$

Plus la valeur de la surface transférée mesurée diminue, plus le tronçon de faille pour laquelle elle a été estimée a un azimuth proche de la direction du déplacement. Il forme alors la rampe oblique du décollement.

Dans le cas où la surface transférée s'annule, le tronçon de faille auquel elle correspond est une rampe latérale du décollement (fig. 37).

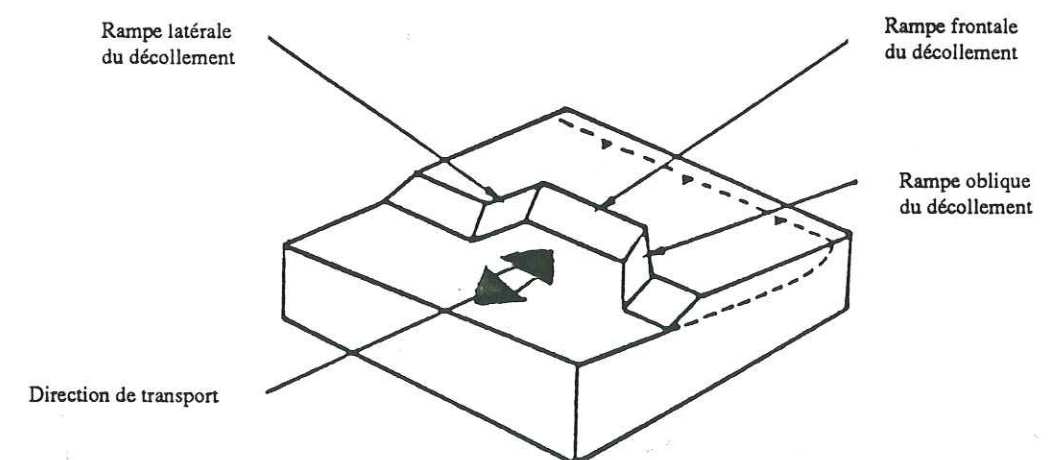


Figure 37 : Décomposition de la surface limitant à l'avant une écaille déplacée (d'après Hossack, 1983).

V - COMPARAISON ENTRE DONNEES GEOLOGIQUES ET MODELES - DISCUSSION

1. Histoire des mouvements verticaux et modèles géodynamiques

Les mouvements verticaux sont reconstitués et évalués à l'aide, entre autres, des méthodes décrites au chapitre précédent. La cohérence de leur évolution est testée par des techniques diverses. Ici, ce sont des techniques d'équilibrage qui permettent de faire le lien entre la structure d'un bassin et les mouvements verticaux. Les coupes équilibrées permettent notamment de synthétiser et d'organiser les données dans le temps et dans l'espace afin de pouvoir dans une étape suivante :

- discuter des valeurs des taux d'extension et/ou de compression par comparaison aux modèles numériques, analogiques ou aux cas géologiques réels mieux connus,
- juger de la façon dont se produisent les étirements ou les raccourcissements en étudiant le branchement profond des structures tectoniques et les profondeurs de transition dans la couverture et dans le socle entre les domaines mobiles et fixes, fragiles et ductiles.

Les mécanismes de la déformation profonde seront alors discutés par comparaison à des modèles géodynamiques dont les plus représentatifs ont été brièvement décrits p. 17 à 22.

Il faut cependant rappeler que si les premiers résultats cités (extension/raccourcissement) sont accessibles même pour des zones immergées, les mécanismes de la déformation profonde sont encore très mal contraints par le manque de précision des données géophysiques profondes. Pour ces domaines, on aura donc tendance à tester les évolutions des bassins à partir des modèles géodynamiques profonds peu contraints par les données réelles, alors que pour les déformations de la croûte supérieure et l'évolution de mouvements verticaux enregistrés dans ces domaines, on teste déjà les modèles géodynamiques à partir de cas réels.

Les données à partir desquelles on teste les modèles géodynamiques sont souvent faussées, non par leur qualité, mais par leur nature. En effet, de nombreux auteurs utilisent couramment des données obtenues à partir de puits décompactés pour décrire l'histoire géologique

d'un bassin. Or, il est bien connu que les puits sont le plus souvent situés sur des structures particulières, anticlinaux et "points hauts" et donc peu représentatifs du bassin étudié, ce qui entraîne un échantillonnage de données limité. En revanche, les descriptions et reconstitutions élaborées à partir de cartes et de coupes donnent une vision beaucoup plus globale de l'évolution d'un bassin puisqu'on l'aborde en quatre dimensions : le temps et l'espace 3D. Cet outil est cependant complexe et long à mettre en oeuvre, c'est pourquoi si on se limite à des moyens simples et rapides, les diagrammes d'analyse de subsidence différentielle présentés au chapitre III et fréquemment utilisés dans la deuxième partie de ce travail sont un outil puissant. En effet, un diagramme d'analyse de subsidence différentielle est construit à partir de deux colonnes stratigraphiques; et il peut en outre directement documenter l'activité tectonique (intensité, vitesse de la subsidence) associée à l'enfouissement. En le construisant aussi fréquemment que nécessaire le long de profils sismiques, on obtient un échantillonnage représentatif de l'évolution du bassin étudié. Les diagrammes d'analyse de subsidence différentielle permettent de synthétiser les informations sur l'évolution superficielle d'un bassin et de les comparer avec les prédictions de modèles géodynamiques plus globaux.

2. Les limites des modèles géodynamiques

Les modèles géodynamiques sont avant tout des outils de réflexion, chacun visant à étudier l'influence d'un nombre limité de paramètres et leurs interactions. Ceci explique pourquoi les "meilleurs" modèles sont souvent les plus simples : ce sont ceux pour lesquels on introduit non pas de nombreux phénomènes, mais pour lesquels on maîtrise un ou plusieurs paramètres ; d'où la force, par exemple, du modèle de McKenzie (1978) qui a récemment été complété par un nouvel aspect (surrection et érosion des épaules, White et McKenzie, 1988), mais ceci seulement après que le modèle initial eut été longuement mûri et l'influence de l'effet thermique sur la subsidence du bassin eut été longuement étudiée. Le même parallèle peut être mené entre le modèle de Wernicke (1985) et celui de Coward (1986).

Un modèle qui reproduirait parfaitement un cas particulier en faisant varier de très nombreux paramètres à la fois perdrait l'aspect prédictif d'un modèle reposant sur un schéma de base commun à plusieurs structures, auquel se rajoutent pour chaque cas des phénomènes dont les interactions doivent être envisagées. Ce sont par exemple : l'héritage structural, la sédimentation et l'érosion syntectoniques, les phases d'étirement ou de compression superposées, la rotation éventuelle des contraintes au cours de la déformation, l'eustatisme, le taux de sédimentation, les contraintes horizontales intraplaques locales.... Tous ces facteurs externes à l'évolution géodynamique expliquent

pourquoi les bassins ne suivent jamais ni tout-à-fait une évolution géodynamique de type McKenzie ni tout-à-fait une évolution de type Wernicke.

Qu'il soit de nature analogique ou numérique, le but d'un modèle est de comprendre le rôle de chacun des quelques paramètres qu'on y introduit et de les hiérarchiser. Ce n'est qu'en tant que tel qu'un modèle est satisfaisant, intéressant et utile. L'aspect prédictif d'un modèle ne peut être envisagé qu'une fois sa sensibilité aux variations des valeurs des différents paramètres analysés étudiée.

PARTIE II

L'exemple du Broad Fourteens Basin

I - PRESENTATION ET ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES

1. Evolution du Broad Fourteens basin dans le Sud de la Mer du Nord

Les principaux bassins du Sud de la Mer du Nord sont, du Nord au Sud (fig. 38), le Central Graben, le Broad Fourteens Basin et le West Netherlands Basin, pour les eaux néerlandaises, et le Sole Pit Basin pour le secteur anglais. Outre l'étude très régionale de Ziegler (1982) pour le NW de la plate-forme européenne, des travaux plus spécifiques concernent les bassins du Sud de la Mer du Nord. Ce sont ceux de van Hoorn (1987) pour le Sole Pit Basin, de Wong et al. (1989) et de Cartwright (1989) pour le sud du Central Graben, et enfin ceux de Bodenhausen et Oele (1981), de van Wijhe (1987) et de Hayward et Graham (1989) pour le Broad Fourteens Basin.

Le Broad Fourteens Basin, plus particulièrement concerné par cette étude, est localisé en mer, au large de la Hollande, entre le massif de Brabant-London au Sud et la zone stable d'âge jurassique moyen de Texel Ijsselmeer au NE. C'est une structure de 130 km de long pour 50 km de large dont l'orientation varie entre N110° et N160°. Son évolution s'est déroulée dans un contexte géologique polyphasé complexe.

L'étude de van Wijhe (1987) synthétise l'évolution structurale du Broad Fourteens Basin et les principales étapes qu'il propose ont été reportées dans le tableau 2. Ce travail représente une première approche de l'histoire géologique du bassin même si certains points sont imprécis et seront discutés dans la suite de ce mémoire. Ainsi, les appellations "phases autrichienne, sub-hercynienne, laramienne, pyrénéenne, cimmérien précocé, cimmérien moyen et cimmérien tardif" (Ziegler, 1982) ne sont fondées que sur des corrélations à très vaste échelle d'événements tectoniques souvent mal datés, et qui prêtent à confusion sur leur signification géodynamique. A l'exception des termes cimmérien moyen et cimmérien tardif dont je discute la signification, on évitera l'emploi de ces expressions.

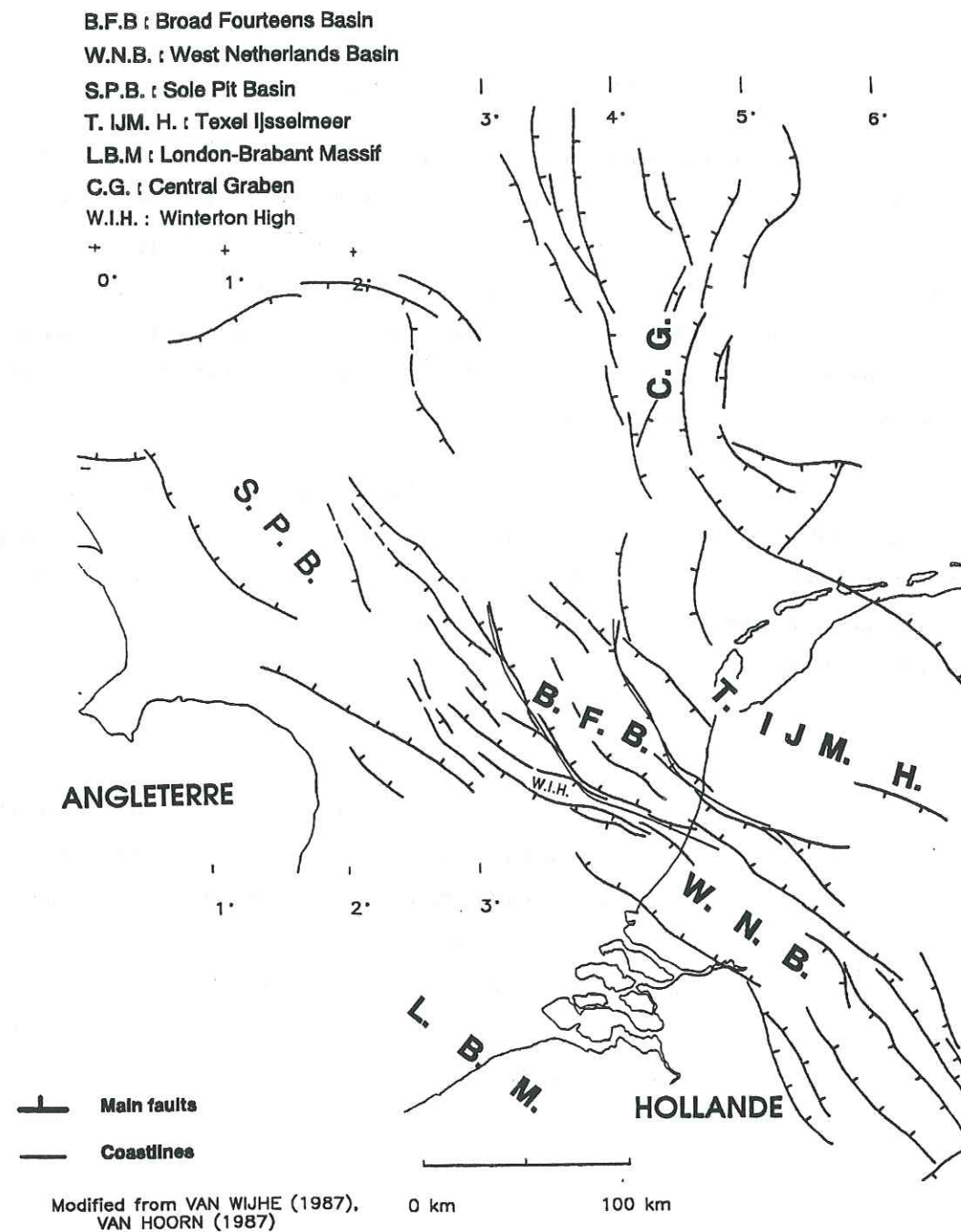


Figure 38 : Schéma structural du Sud de la Mer du Nord à la base du Crétacé.

10° 00'	STRATIGRAPHIE		FACIES	
	NEOGENE	PLIOCENE		
5		MIOCENE		nouveau rifting?
23		OLIGOCENE		légère inversion du bassin (phase pyrénéenne)
38	PALEOGENE	Eocene		subsidence régionale postrift du bassin de la Mer du Nord
55		PALEOCENE		reprise de l'inversion (phase laramienne) associée à une baisse du niveau marin
65		MAESTRICHTIEN		
68	CRETACE SUPERIEUR	SENONIEN		inversion du bassin (phase sub-hercynienne): mouvements transpressifs sénestres du Sant. au Camp.
88		TURONIEN CENOMANIEN		fin de la subsidence différentielle / élévation eustatique majeure
100	CRETACE INFÉRIEUR	APTO-ALBIEN		
110		BARREMIEN		mise en place de sills et de dykes (100 MA) (phase autrichienne) / discordance locale
118		NEOCOMIEN (BERRIASIEN)		élévation eustatique du niveau marin: immersion progressive des points hauts
141	JURASSIQUE	PORTLANDIEN KIMMERIDIEN	WEALDEN	phase tectonique cimmérienne tardive accompagnée d'une baisse eustatique du niveau marin: déformation et érosion des séries jurassiques
150		OXFORDIEN		
160		DOGGER		
176		Lias		bref arrêt de la sédimentation, puis reprise de la sédimentation dans les bassins subsidents uniquement
195	TRIAS	TRIAS SUPERIEUR (LADINIEN-RHETIEN)	KEUPER	phase tectonique cimmérienne moyenne: forte subsidence différentielle avec des mouvements transtensifs dextres
212		TRIAS MOYEN (SCYTHIEN-LADINIEN)	MUSCHELKALK ROT	élévation du niveau marin
225		TRIAS INF. (SCYTHIEN)	BUNTSANDSTEIN	
230	PERMIEN	THURINGIEN	ZECHSTEIN	développement d'un système de grabens suite à la mise en place d'un phénomène d'extension crustale: début de la subsidence différentielle
251		SAXONIEN	OBERROTLEGENDES	
260		AUTUNIEN	UNTERROTLEGENDES	
280	CARBONIFERE	STEPHANIEN	BARREN (RED) MEASURES	
290		WESTPHALIEN C-D		
298		WESTPHALIEN A-B-C	PRODUCTIVE/ COAL MEASURES	
310		NAMURIEN A-B-C	MILLSTONE GAIT	
325	DEVONIEN	Viso.		
335		Dinantien	AVONEN/CULM	
345		Tour.		
		Fama		
		DEVONIEN SUP.	OLD RED SANDSTONES	
		Fma.		

Tableau 2 : Evolution structurale du Broad Fourteens Basin (d'après van Wijhe, 1987)

L'analyse de Hayward et de Graham (1989) concerne plutôt la structure profonde du Broad Fourteens Basin. Celui-ci forme un demi-graben contrôlé vers l'Ouest par une faille listrique d'importance majeure. Pour ces auteurs, cet accident et les fractures antithétiques associées ont fonctionné en jeu normal au Jurassique et au Crétacé inférieur ; durant l'inversion du Crétacé supérieur, ils ont été réactivés en chevauchements ou en failles inverses. L'étude détaillée du remplissage sédimentaire crétacé et celle de la géométrie des failles en profondeur me permettront de pondérer l'opinion de Hayward et de Graham et de proposer une géométrie plus complexe pour le Broad Fourteens Basin (chapitre V).

En conclusion, il ressort de la littérature que l'ouverture du Broad Fourteens Basin, dès le Trias, a été guidée par un héritage structural tardi-hercynien de direction générale N120°/N130° (rapport interne Petroland), direction que l'on retrouve dans les zones en relais entre les différents bassins du Sud de la Mer du Nord (fig.38). Le Broad Fourteens Basin s'est véritablement individualisé au Jurassique supérieur alors que ses marges subissent une érosion importante. Le régime extensif se poursuit au Crétacé inférieur. Au Crétacé supérieur, puis au début du Tertiaire, les structures extensives du Jurassique et du Crétacé inférieur ont subi une inversion structurale lors d'une phase de compression, et les séries crétacées et parfois même jurassiques témoignent d'une érosion importante. A partir du Miocène, la région a de nouveau été soumise à une subsidence importante, et à partir du Pliocène et du Quaternaire, on note une reprise intense de la subsidence tectonique (Sclater et Christie, 1980 ; H. Kooi et al, 1991).

2. Les problèmes dans le Broad Fourteens Basin

Les aspects imprécis et parfois contradictoires de la littérature seront signalés au fur et à mesure des analyses. Pour résoudre ces imprécisions, il paraît nécessaire de hiérarchiser les événements en précisant si possible leur enchaînement, leur signification, leur ampleur, leurs effets et leur âge. Seule une étude détaillée mais néanmoins intégrée à un contexte plus général pourra préciser les événements et leur accorder une signification. C'est ce qui a été tenté dans ce travail, mais les analyses effectuées se restreignent à l'évolution céno-mésozoïque du Broad Fourteens Basin.

L'absence d'enregistrement sédimentaire, par lacune ou par érosion, l'héritage structural important et le polyphasage tectonique gênent considérablement l'étude de l'évolution géologique du

Broad Fourteens Basin. L'observation fine de tout objet géologique susceptible de révéler un renseignement utile à la reconstitution de l'évolution géodynamique céno-mésozoïque du bassin est donc nécessaire. Aussi, plusieurs points seront développés dans ce travail :

1) Les corps sédimentaires du Crétacé au Quaternaire seront analysés, les premiers cités faisant l'objet d'un travail particulièrement détaillé. Ceci permettra notamment de mieux situer l'arrêt de la tectonique extensive durant le Crétacé inférieur et de reconstituer l'état du bassin avant son inversion structurale au Crétacé supérieur. Le déroulement plus précis de l'inversion sera reconstitué à partir de l'étude de la géométrie des corps sédimentaires contemporains des déformations.

2) Les mouvements verticaux du bassin seront analysés dans le but d'acquies une meilleure connaissance des effets de chacun des événements décelés par l'étude de l'organisation des corps sédimentaires précédente.

3) Une analyse du style des déformations permettra de préciser l'influence des niveaux salifères dans la répartition et l'évolution des structures durant l'histoire tectonique polyphasée du Broad Fourteens Basin et d'étudier l'effet des composantes décrochantes dans cette succession d'événements.

4) Une coupe régionale à travers le Broad Fourteens Basin sera proposée. Son interprétation, basée sur les analyses des chapitres précédents, sera testée par la méthode des coupes équilibrées. Ceci permettra de connaître la quantité de raccourcissement qui a engendré l'inversion structurale du bassin et de proposer des coupes rétrotectoniques synthétiques géométriquement cohérentes.

5) Après avoir récapitulé l'évolution céno-mésozoïque du Broad Fourteens Basin, on comparera son comportement avec celui prédit par les modèles géodynamiques classiques, et on envisagera l'origine des mécanismes profonds des déformations extensives et compressives du bassin.

6) Enfin, on discutera l'origine de l'inversion des bassins du Sud de la Mer du Nord et celle, simultanée, d'autres bassins de la plate-forme européenne.

II - ORGANISATION DES CORPS SEDIMENTAIRES ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN

1. La discordance cimmérienne

On distingue habituellement trois discordances cimmériennes en Mer du Nord : la discordance cimmérien précoce, la discordance cimmérien moyen, la discordance cimmérien tardif (Ziegler, 1982). Elles ne font pas l'objet d'une analyse détaillée dans ce mémoire, mais il semble bon de les introduire car toute étude géologique en Mer du Nord y fait référence :

- La discordance cimmérien précoce se situe entre les dépôts triasiques et jurassiques, elle n'est pas exprimée dans notre zone d'étude. En effet, elle affecte seulement le Centre et le Nord de la Mer du Nord.

- La discordance cimmérien moyen concerne surtout la partie centrale de la Mer du Nord et la région du Sole Pit. Cette surface de discontinuité se situe entre les dépôts du Jurassique moyen et ceux du Jurassique supérieur. Elle est réputée être liée à un événement d'âge bajocien/callovien (van Wijhe, 1987).

- La discordance cimmérien tardif correspond à un événement qui s'est produit au début du Crétacé. Dans la région étudiée, on peut observer cette surface de discordance sur les marges et sur les zones de bordure du Broad Fourteens Basin.

Dans la zone étudiée, la discordance cimmérienne la mieux exprimée est la discordance cimmérien tardif. Dans la suite du texte, on s'intéressera plus particulièrement à cette surface de discordance et à l'événement cimmérien tardif associé.

1.1. Importance de l'érosion associée à l'événement cimmérien tardif

- Sur les marges du Broad Fourteens Basin, les séries du Jurassique ont complètement disparu, et le Trias parfois profondément érodé est directement en contact avec les dépôts du Crétacé. Sur les bords du bassin, les séries du Jurassique supérieur, du Jurassique moyen et du Jurassique inférieur sont totalement ou partiellement érodées sous les dépôts du Crétacé inférieur.

La surface d'érosion observée passe latéralement vers le centre du bassin à une zone où les dépôts du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur/Berriasien (datations incertaines) sont concordants (fig.39 et fig.43).

Il faut tout de même signaler qu'une observation fine permet de déceler très localement au centre du Broad Fourteens Basin de légères discontinuités entre les séries du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur (chapitre V). Celles-ci pourraient être l'expression de l'événement cimmérien moyen.

- Dans les zones où les dépôts du Jurassique et une partie de ceux du Trias ont disparu, on ne peut pas exclure que les deux discordances cimmérien moyen et cimmérien tardif qui sont exprimées dans la partie méridionale de la Mer du Nord ne soient pas géométriquement confondues. Sur les marges du Central Graben situé au Nord du Broad Fourteens Basin, Burgers et Mulder (1991) ont d'ailleurs observé que la surface de discordance cimmérien moyen était érodée par l'événement cimmérien tardif. Une observation semblable n'a été possible que dans l'extrême Nord du Broad Fourteens Basin (fig.40), mais l'existence au centre du bassin de discontinuités locales entre le Jurassique moyen et le Jurassique supérieur permet d'envisager que les marges du Broad Fourteens Basin ont également pu être affectées non seulement par l'événement cimmérien tardif, mais également par l'événement cimmérien moyen.

D'après les observations précédentes, l'ampleur de l'érosion liée à l'événement cimmérien tardif est nulle au centre du bassin tant que le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur sont concordants. Elle augmente sur les bords du bassin et surtout sur ses marges où les séries jurassiques ont totalement disparu. Cependant, j'ai signalé que dans ces zones, l'érosion n'était pas uniquement liée à l'événement cimmérien tardif, mais aussi à l'événement cimmérien moyen. L'étude des anomalies de compaction des argiles triasiques a indiqué que la valeur globale de ces érosions y avait atteint 1500 m à 2000 m (fig.63).

1.2. La nature de la discordance cimmérien tardif

Dans la littérature concernant la Mer du Nord, on associe le plus souvent la discordance cimmérien tardif à une période de soulèvement généralisé exposant ainsi les sédiments à une érosion importante. Quelques travaux abordent de façon un peu plus précise le problème de la nature des événements cimmériens, mais les opinions des auteurs sont très partagées :

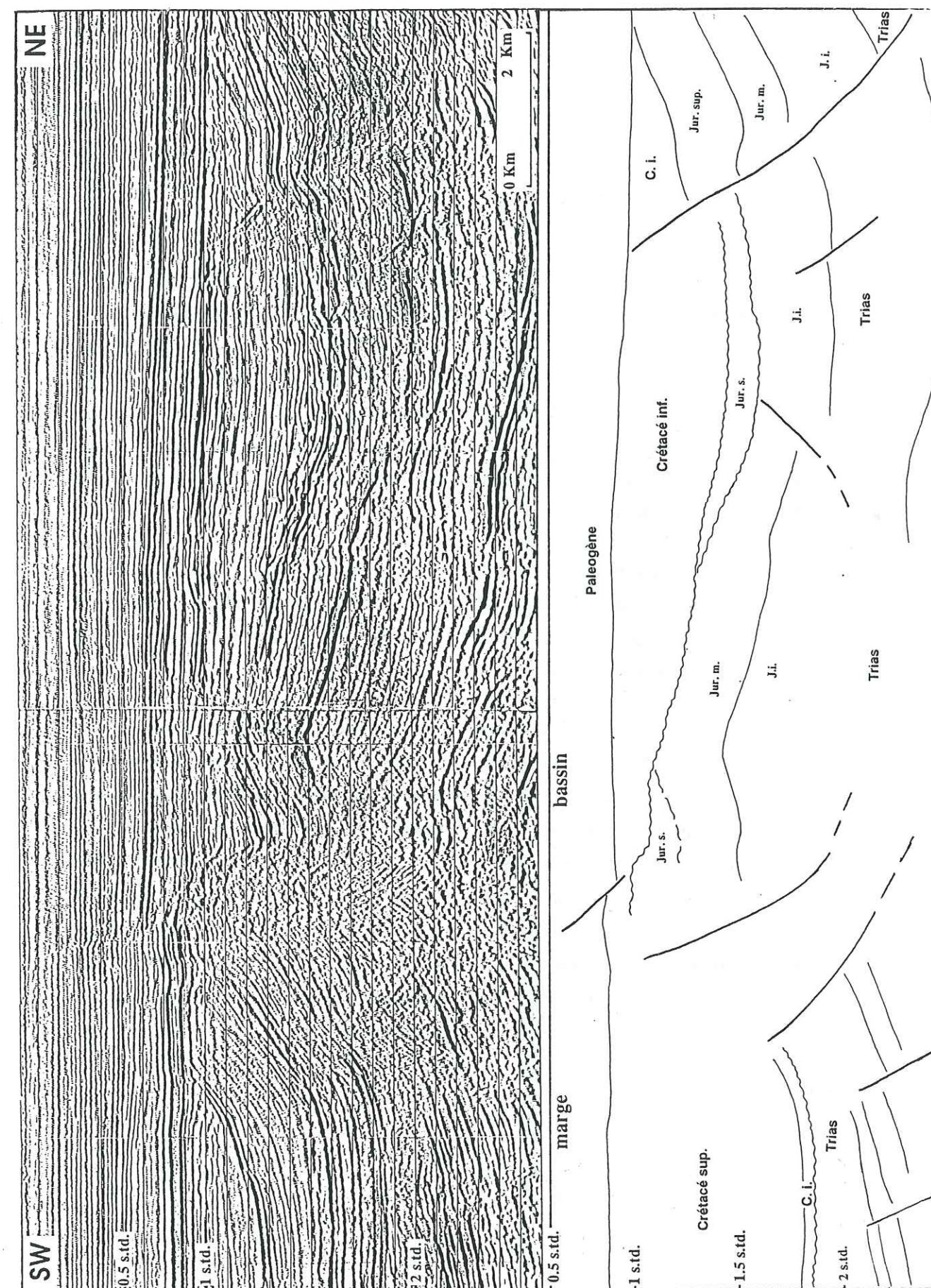


Figure 39 : Schéma de l'évolution latérale de la surface de discordance observée à la base du Crétacé inférieur (discordance cimmérien tardif ~~~~~) dans le Broad Fourteens Basin. Noter le basculement des couches sous la surface de discordance.

- Coward (1986) pense que la discordance cimmérien tardif est une discordance post-rift composite, associée à plusieurs phases d'extension successives du Rift de la Mer du Nord. Il la situe sous les dépôts fini-jurassiques à crétacé inférieur.

- Les géologues de la DES (Direction Etudes Synthèses - ELF) s'appuyant sur la présence, bien que peu fréquente, de plis scellés par la discordance cimmérien tardif évoquent une phase de transpression pour expliquer cette érosion (rapport interne, 1990).

- Dans une étude biostratigraphique concernant seulement le Nord et le Centre de la Mer du Nord, Rawson et Riley (1982) ont constaté l'existence de plusieurs discordances toutes nommées et assimilées par manque d'études régionales à une seule et même surface "la discordance cimmérien tardif". Mais aucune d'elles n'est attribuée à un "hiatus régional majeur". Ces auteurs suggèrent que seules quelques unes de ces discordances correspondent à un événement tectonique lié à la formation des bassins et ayant donné lieu à un soulèvement et à une érosion majeure. Les autres discordances repérées auraient une origine eustatique, on les connaît d'ailleurs dans d'autres régions dont l'histoire tectonique est très différente.

L'étude des corps sédimentaires du Crétacé présentée dans les paragraphes suivants montre que, dans le Broad Fourteens Basin, l'activité tectonique extensive n'est pas scellée par la discordance cimmérien tardif et qu'elle se poursuit au début du Crétacé inférieur. C'est la raison pour laquelle je pense qu'il ne s'agit pas d'une discordance post-rift.

Sur les marges ou sur les bords du Broad Fourteens Basin, les séries situées sous le Crétacé inférieur sont souvent assez fortement basculées (fig.39) ; d'autre part, les épaisseurs érodées y atteignent au moins 1500 m. L'une et l'autre de ces observations témoignent en faveur d'un événement tectonique. Cependant, on a noté que sur les marges, les discordances cimmérien moyen et cimmérien tardif pouvaient être géométriquement confondues. De ce fait, on ne peut pas savoir si le basculement des séries sous la surface de discordance et l'importante érosion des marges sont liées à l'événement cimmérien tardif, à l'événement cimmérien moyen, ou aux deux. Le ou les phénomènes tectoniques décelés par ces observations paraissent coïncider avec une activité magmatique contemporaine (160 MA, 144 ± 1 MA, 130 MA ; âges fournis par datation radiométrique d'intrusions) (Dixon et al., 1981) et pourraient correspondre à différentes phases d'étirement du Broad Fourteens Basin.

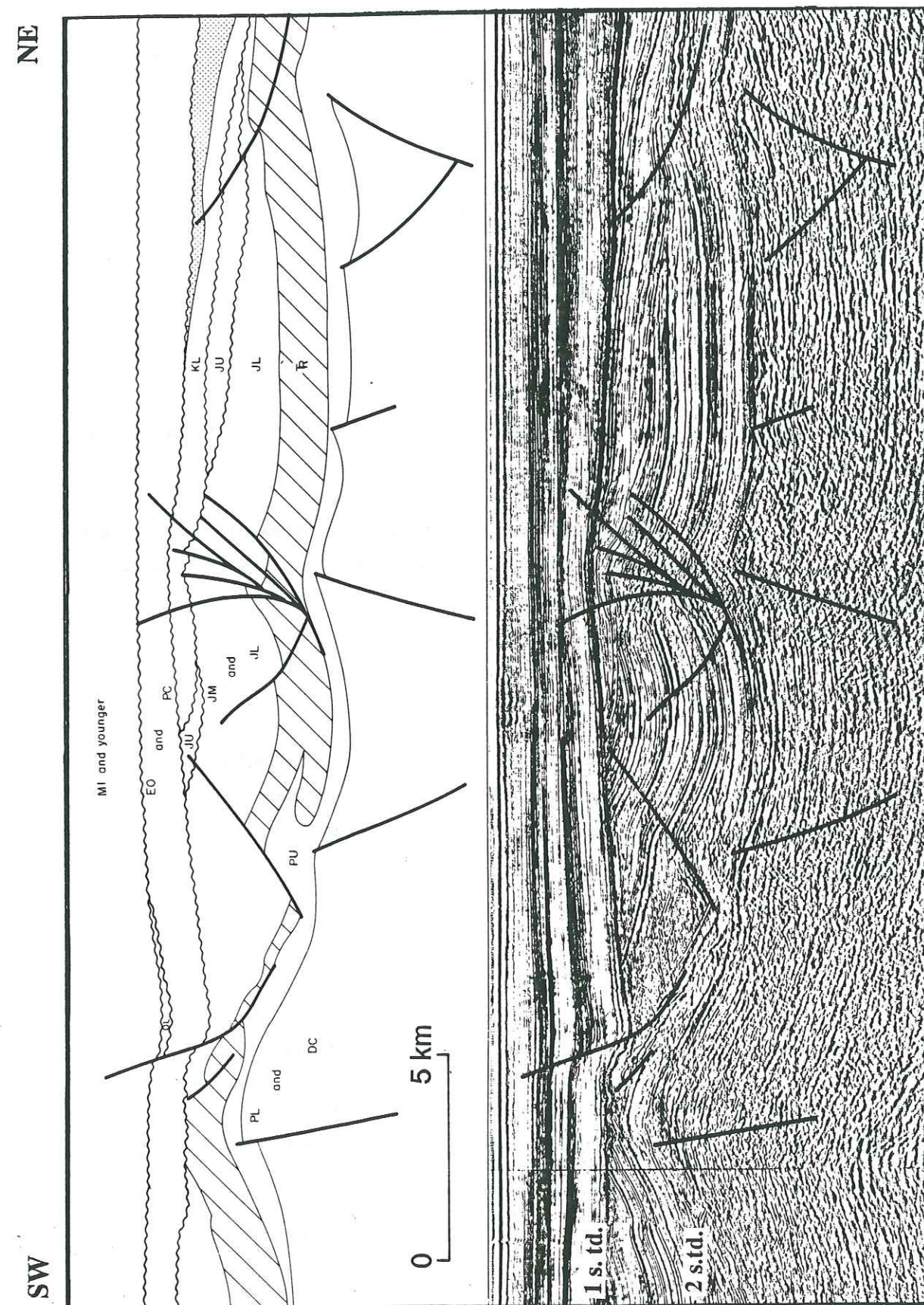


Figure 40 : Profil sismique (le Nord du Broad Fourteens Basin) illustrant la discordance cimmérien moyen et la discordance cimmérien tardif. Noter l'épaississement important du Jurassique au SW du profil (d'après van Wijhe, 1987).

1.3. Age de l'événement cimmérien tardif

Pour Rawson et Riley (1982), l'événement cimmérien tardif lié à la formation des bassins est portlandien à berriasien supérieur. Dans le Broad Fourteens Basin, les derniers dépôts sous la discordance seraient jurassique supérieur à berriasiens (R.G.D., 1980), ce sont des dépôts paraliques. La reprise des dépôts a lieu au centre du bassin au Valanginien moyen avec une sédimentation marine et des dépôts terrigènes. Dans le Broad Fourteens Basin, l'événement cimmérien s'est donc produit entre le Berriasien supérieur et le Valanginien moyen, et la lacune de sédimentation couvre une période d'environ 5 MA.

En conclusion, La différenciation des deux discordances cimmériennes exprimées dans la zone du Broad Fourteens Basin est parfois difficile pour plusieurs raisons :

- Elles sont souvent géométriquement confondues, par exemple sur les marges des bassins. Par conséquent, leur importance relative est difficile à évaluer (érosion de 1500 m à 2000 m) et leur nature et leur signification relatives restent incertaines.
- par ailleurs, il n'existe aucune étude régionale permettant de les corrélérer à travers plusieurs bassins,
- enfin, leur appellation commune de discordance cimmérienne prête parfois à confusion, d'une part parce qu'il n'est pas toujours précisé de quelle discordance cimmérienne on traite, d'autre part parce que les événements associés à ces "discordances cimmériennes" ont une origine et une signification peut-être très différentes.

2. Etude des corps sédimentaires du Crétacé inférieur - Observations

J'ai été conduite, afin de mieux reconstituer l'état dans lequel se trouvait le Broad Fourteens Basin avant son inversion structurale, à étudier l'organisation des corps sédimentaires du Crétacé inférieur.

Cette analyse a été effectuée à partir de données sismiques et diagaphiques couvrant la zone du Broad Fourteens Basin (observation et corrélation d'un maillage sismique de 3000 km (annexe A) et d'une trentaine de puits) ; elle m'a permis de distinguer dix unités. Le repérage des différentes unités sismiques est basé sur la terminaison latérale des réflecteurs : onlaps et downlaps à la base, et toplaps à leur sommet. Le pouvoir de résolution des documents sismiques utilisés n'étant pas très adapté à un tel travail, la déformation du Crétacé inférieur après son dépôt et l'existence d'au moins deux zones d'apports détritiques de part et d'autre du Broad Fourteens Basin ont rendu généralement impossible la distinction entre onlaps et downlaps. Pour compléter l'étude des corps sédimentaires, la réponse diagaphique des unités repérées a été étudiée à partir de l'enregistrement acoustique (variation de la porosité et la compaction) et de celui du gamma ray (variation de l'argilosité) des puits situés préférentiellement à proximité des profils sismiques. En effet, de cette façon, on bénéficie aussi souvent que possible de la complémentarité des informations diagaphiques et sismiques.

Enfin, les unités ainsi repérées ont été corrélées sur les profils sismiques couvrant toute la région du Broad Fourteens Basin. Leur extension respective a été reportée sur cartes permettant ainsi : 1) de distinguer les zones où les strates sont concordantes avec les formations sous-jacentes, des zones où elles ne le sont pas (cas de l'unité basale) ; 2) de suivre l'évolution spatiale des limites de dépôt ou d'érosion des unités successives.

Dans le Sud de la Mer du Nord, le Crétacé inférieur est un dépôt marin. Il est séparé des dépôts paraliques du Kimméridgien et du Berriasien (âge incertain) par la discordance cimmérien tardif. Dans le Broad Fourteens Basin, la sédimentation du Crétacé inférieur est déritique. Elle est constituée de grès à sa base, puis d'argiles, et enfin de marnes dans sa partie supérieure (R.G.D., 1980).

L'analyse des corps sédimentaires que j'ai menée concerne les dépôts du Crétacé inférieur situés au-dessus de la discordance cimmérien tardif. Les dix unités distinguées sont présentées ci-dessous dans l'ordre stratigraphique. Elles sont regroupées en trois grands ensembles limités chacun à leur base et à leur sommet par une surface remarquable. Une indexation tenant compte d'une dénomination classique en Mer du Nord (Vlieland ou Holland) est utilisée.

2.1. Les unités V1, V2, V3

2.1.1. Analyse sismique et diagaphique

L'ensemble des unités V1, V2, V3 est limité à sa base par la surface de discordance cimmérien tardif et vers le haut par une surface scellant toute activité tectonique crétacé inférieur.

Les unités V1, V2, V3 se présentent sous forme de corps sédimentaires parallèles assez réguliers, dont les limites sont continues. En revanche, les réflexions internes de ces unités sont discontinues et montrent des amplitudes variables (fig. 41).

Les observations sismiques les plus favorables ont été effectuées sur les bords et sur les marges du bassin. Dans les zones centrales, malgré le manque de netteté des terminaisons latérales des réflecteurs, les limites de ces trois unités ont pu être aisément repérées grâce à leur pouvoir de réflexion plus fort et plus contrasté que celui de leurs réflexions internes.

Les premières unités V1, V2, V3 du Crétacé inférieur de la Mer du Nord sont des argiles détritiques déposées en milieu marin (R.G.D., 1980). A leur base, elles sont riches en sable moyen fréquemment glauconieux. On note fréquemment la présence de pyrite. L'allure diagrapique des unités V1, V2, V3 dans le Broad Fourteens Basin et sur sa marge SW est globalement rétrogradante (fig. 42). Ceci témoigne de l'approfondissement progressif de milieu de dépôt. Dans le détail :

Unité V1

La base ou la totalité de l'unité V1 est constituée par des sables (cette unité montre en effet un faible taux radioactif et une vitesse sismique élevée). Ces sables sont bioturbés, riches en pyrite et contiennent des fragments de coquilles et des particules de lignite. Ils forment des bancs d'épaisseur variable. Le caractère granodécroissant de ces sables suggère une disposition en séquences transgressives. Ces premiers corps sédimentaires du Crétacé inférieur situés au-dessus de la discordance cimmérien tardif se sont déposés au Valanginien moyen (fig.58) (R.G.D., 1980).

Unité V2

Dans le Broad Fourteens Basin, l'unité V2 est essentiellement constituée par des argiles. On trouve cependant encore quelques minces bancs de sable à sa base. Les puits contenant ces sables montrent des faciès de bordure de la zone inondée. Ces argiles ont un caractère diagrapique assez monotone avec une réponse radioactive relativement élevée, et une vitesse sismique qui diminue notablement par rapport à celle de l'unité V1 (fig.42). Selon les puits que j'ai consultés, l'âge de cette unité est hauterivien (fig.58).

Unité V3

En dépit de quelques fines passées sableuses, l'unité V3 est essentiellement argileuse. Son caractère diagrapique est assez semblable à celui de l'unité V2, mais présente une vitesse sismique encore plus faible (fig.42). Il est parfois difficile de différencier ces deux unités uniquement d'après leur

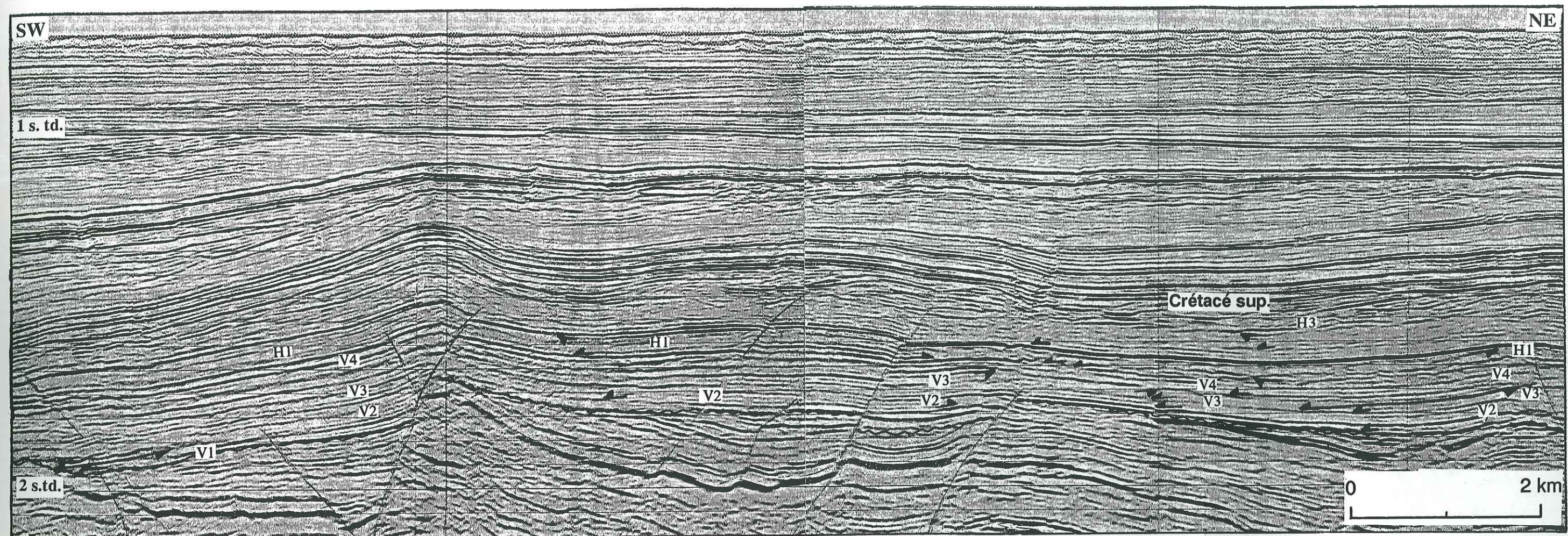
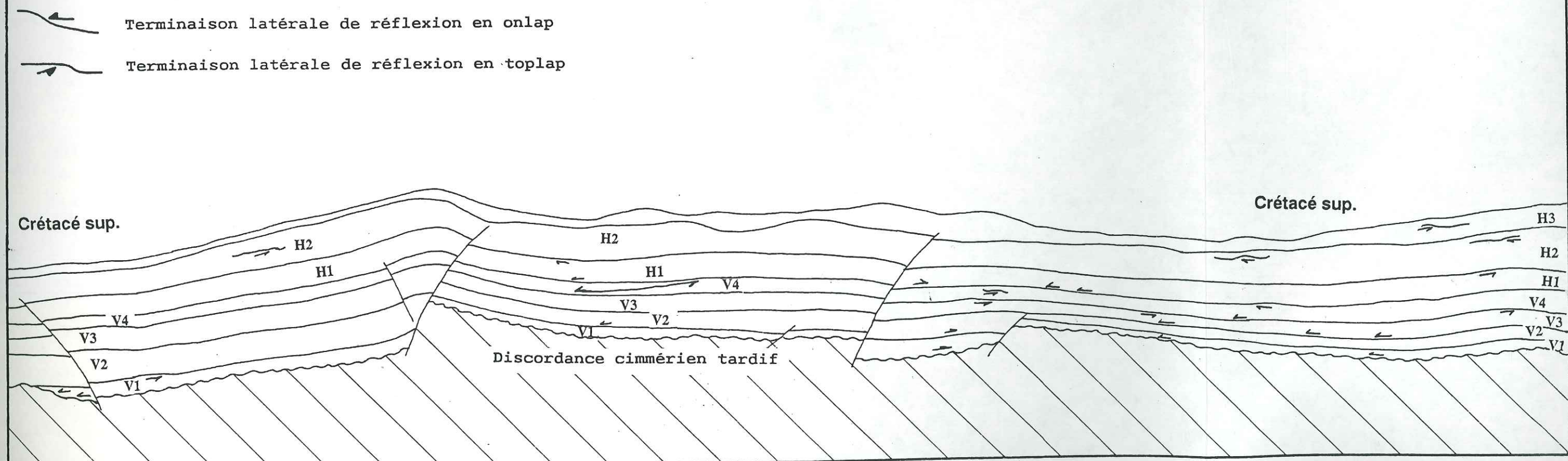


figure 41 : Extrait de profil sismique illustrant les unités définies dans le Crétacé inférieur.



caractéristiques diagaphiques, et on doit alors avoir recours aux corrélations sismiques pour les reconnaître. Les puits consultés indiquent pour l'unité V3 un âge barrémien (fig.58).

2.1.2. Analyse cartographique

L'analyse des cartes d'extension des unités sismiques V1, V2, V3, couplée à l'observation des profils sismiques permet les constatations suivantes (fig. 43, 44, 45) :

- L'unité V1 se dépose essentiellement dans le graben jurassique supérieur, et dans sa majeure partie, les sédiments du Crétacé inférieur sont concordants avec les strates du Jurassique supérieur (fig. 43). Dans ce domaine, l'événement cimmérien tardif n'est pas décelable. Au Nord, au NE et au Sud du Broad Fourteens Basin, le long des failles de bordure, le Jurassique supérieur a été tout ou en partie érodé lors de l'événement cimmérien tardif, de sorte que le Crétacé inférieur, en loccurrence l'unité V1 repose alors en discordance sur le Lias, le Dogger ou sur le Trias (fig.76).

- Le domaine de sédimentation de l'unité V2 dépasse celui de l'unité V1, et du même coup, le graben jurassique supérieur (fig.44). Cette tendance se poursuit, et le maximum d'inondation pour l'ensemble formé par les unités V1, V2, V3 pourrait être atteint lors de la sédimentation de l'unité V3. Tous les hauts de la topographie du Jurassique supérieur sont alors ennoyés, à part le "Winterton High". A son niveau une portion de faille bordant le graben jurassique supérieur limite encore l'aire de dépôt des unités V1, V2 et V3. Il faut signaler, au Sud du "Winterton High", et dans la prolongation NW du West-Netherland Basin, l'apparition d'un nouveau domaine subsident, réactivant très modérément des failles auparavant scellées par les surfaces de discordance cimmérien moyen et cimmérien tardif confondues. Dans ce petit piège à sédiments, les sables situés à la base de l'unité V2 sont plus développés que dans le Broad Fourteens Basin.

- Vers le Sud, les unités V3 et V2 disparaissent progressivement sous la formation H1, étudiée plus loin au paragraphe 2.3. de ce chapitre.

Les quelques failles synsédimentaires qui affectent les ensembles sismiques décrits ci-dessus sont les failles majeures réactivées du bassin jurassique supérieur. Dans les zones où le Crétacé inférieur a été partiellement préservé par l'érosion du Crétacé supérieur, l'épaississement de la série en pied de faille est d'environ 100 ms.td., soit une centaine de mètres environ pour une vitesse sismique de 2000 à 2500 m/s.

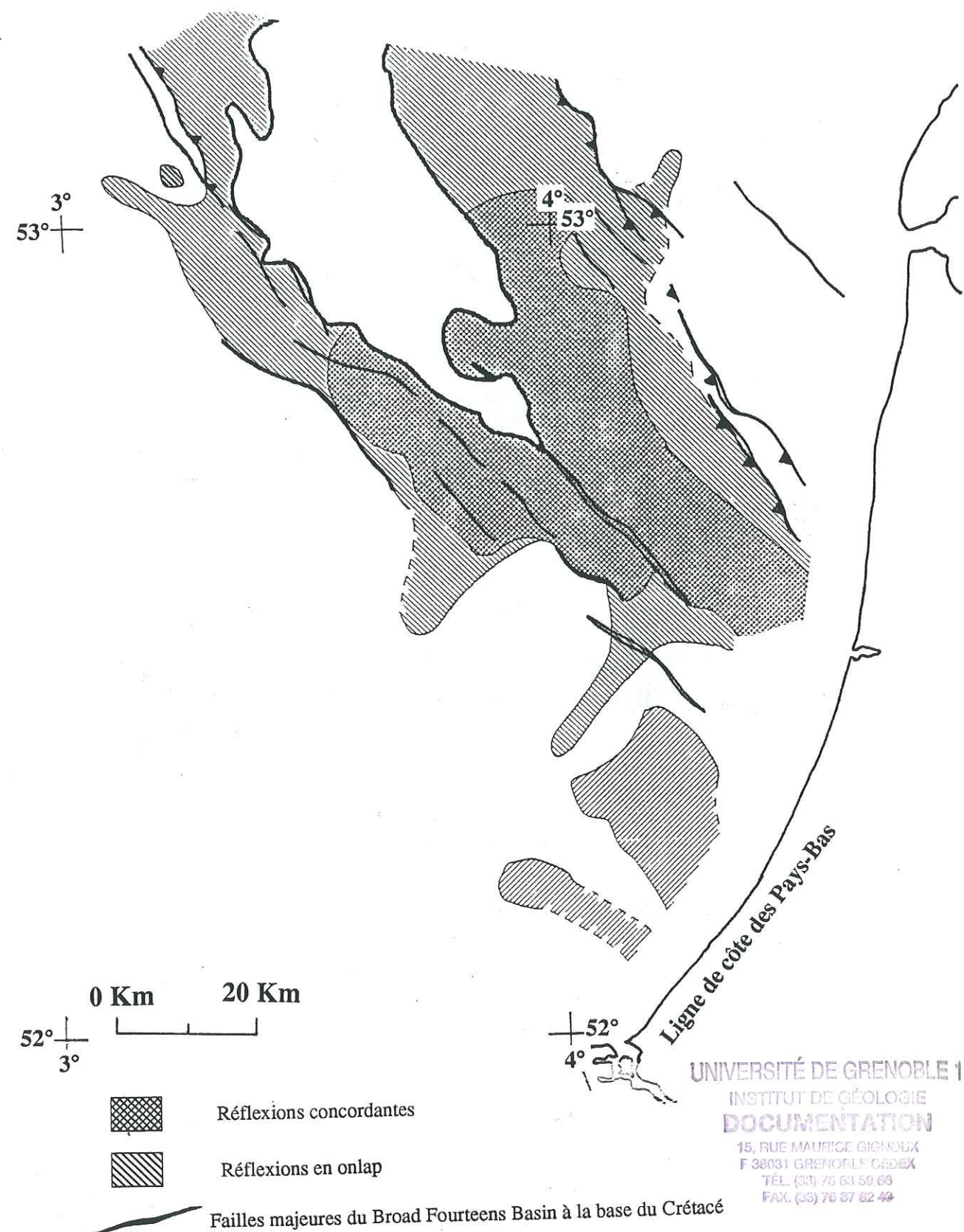


Figure 43 : Domaine d'extension de l'unité V1 (tracé des failles à la base du Crétacé)

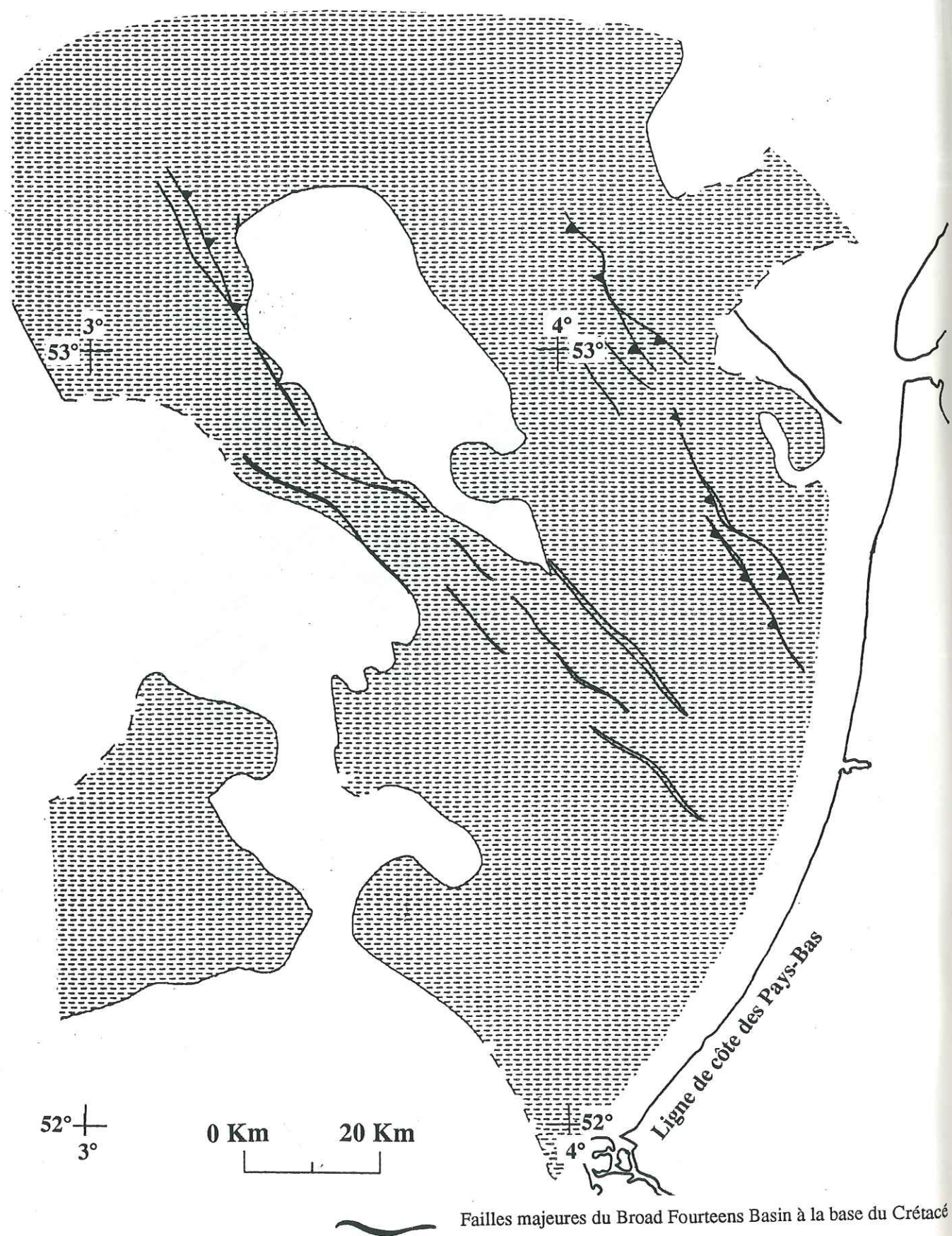


Figure 44 : Domaine d'extension de l'unité V2 (tracé des failles à la base du Crétacé)

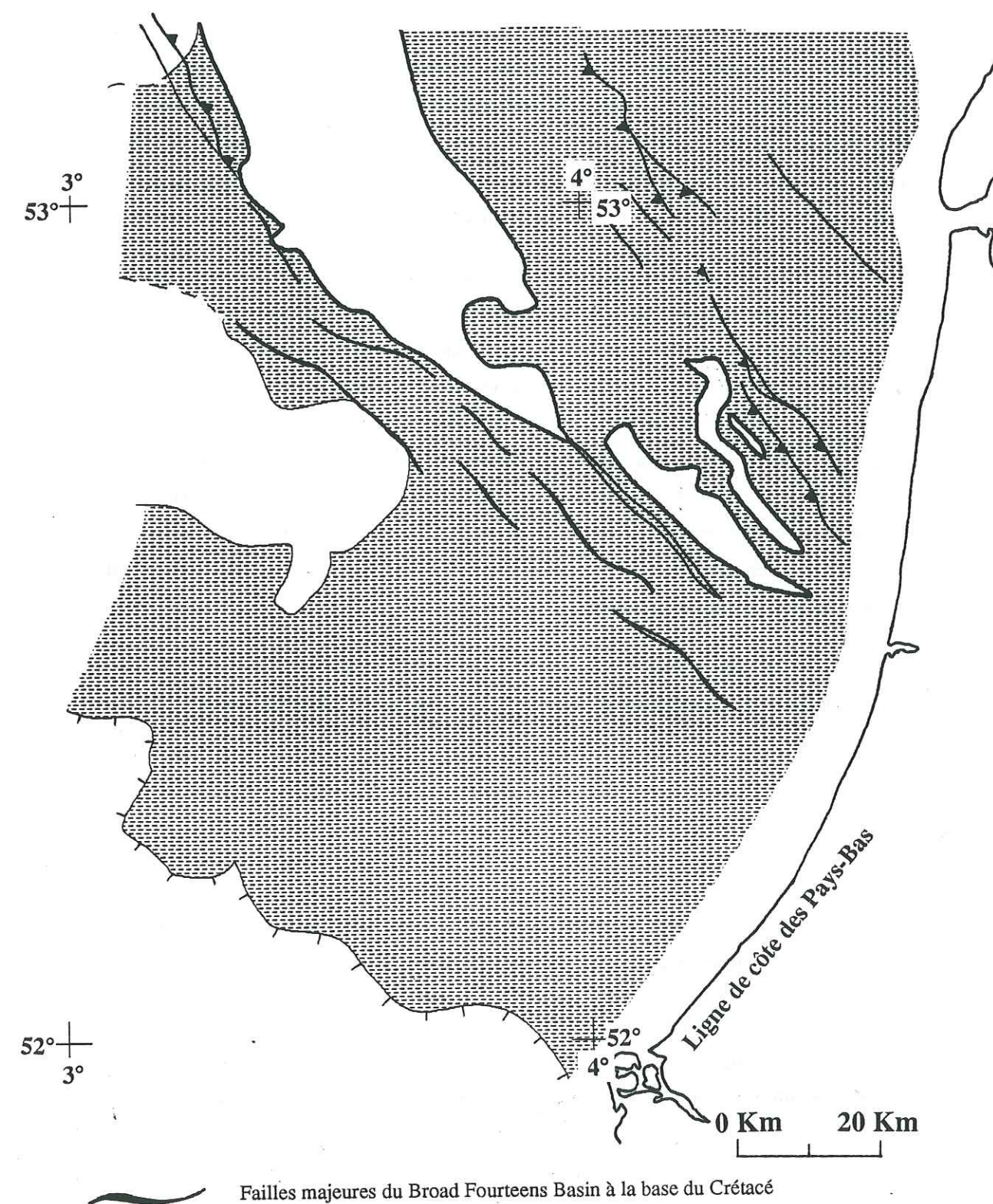


Figure 45 : Domaine d'extension de l'unité V3 (tracé des failles à la base du Crétacé)

2.2. Les unités V4, V5

2.2.1. Analyse sismique et diagraphique

Cet ensemble est limité à sa base par la surface scellant l'activité crétacé inférieur des failles, et vers le haut par une surface de discordance.

Les unités V4 et V5 ont une allure très similaire à celle des unités V1 à V3 : ce sont des corps sédimentaires parallèles, continus et isopaques. Leurs réflecteurs internes ne sont pas toujours très nets, mais au sommet de chacune de ces deux unités, on distingue très localement de légères traces de ravinement (fig.41). Sous la surface de discordance qui limite les unités V4 et V5 vers le haut, les réflecteurs sismiques toujours isopaques sont à peine basculés, mais progressivement érodés vers le SW.

La lithologie des unités V4 et V5 s'inscrit dans la continuité de celle des unités V2, V3 (fig. 42) : il s'agit surtout d'argiles grises, légèrement marneuses, passant parfois à de minces bancs calcaires vers le sommet de l'unité V5. On note toujours des niveaux riches en pyrite ou en éléments pyritisés. Les enregistrements des diagraphies acoustiques et radioactives des unités V4 et V5 ont une allure globalement agradante, voire même progradante vers leur sommet et montrent des vitesses sismiques faibles et une réponse radioactive élevée (fig. 42). Ces unités ne sont pas observables dans les puits situés sur la marge NE du bassin, mais l'analyse diagraphique effectuée pour ce travail ne permet pas, sans étude plus spécialisée (autres diagraphies, carottes, datations très fines), de préciser si les unités V4 et V5 en sont réellement absentes, si elles sont condensées, ou si leur épaisseur est réduite au point de ne pas pouvoir les distinguer.

Les puits consultés et la nomenclature stratigraphique des Pays-Bas du R.G.D. accordent, sur des données de microfaunes, un âge barrémien supérieur et même barrémien tardif aux unités V4 et V5 (fig. 58).

2.2.2. Analyse cartographique

Le trait le plus marquant concernant le dépôt des unités V4 et V5 est le recul de leur domaine d'extension par rapport aux unités V1, V2, V3 (fig. 46 et 47) ; en effet :

- D'une part, vers le NE, leur dépôt ne semble pas dépasser la faille de bordure du graben jurassique supérieur. On peut envisager soit un dépôt réduit inférieur au pouvoir de résolution des documents utilisés (environ 60 m dans le Crétacé inférieur), soit un dépôt condensé, soit une absence de

dépôt, auquel cas on devrait avoir des traces de ravinement au sommet de l'unité V3, ce qui ne semble pas être le cas.

- D'autre part, vers le SW, les unités V4 et V5 sont présentes sur la marge du bassin, mais leur extension y est limitée par la surface de discordance située à leur sommet qui les tronque progressivement, comme dans le cas des dépôts V1, V2, V3 précédents. Cette surface de discordance bien qu'assez discrète (fig. 41) joue donc un rôle important dans la série du Crétacé inférieur. Sa signification sera discutée dans le paragraphe 5.1.2.2 de ce chapitre.

2.3 Les unités H1, H2, H3, H4, H5

2.3.1 Analyse sismique et diagraphique

L'ensemble des unités H1 à H5 est limité vers le bas par la surface de discordance décrite précédemment et vers le haut par la surface ravinante de la base de la craie du Crétacé supérieur.

- Parmi les unités du Crétacé inférieur, l'unité H1 est la plus facilement repérable et observable sur toute notre zone d'étude : les onlaps et les toplaps à son sommet sont particulièrement nets, et ses limites ont un fort pouvoir de réflexion (probablement lié à un changement de lithologie). Sa base tronque (cf paragraphes précédents) les corps sédimentaires sous-jacents. Cette unité se dilate très nettement vers le centre du Broad Fourteens Basin et vers le West Netherlands Basin.

Avec le dépôt de l'unité H1, on note une augmentation assez brutale des carbonates et l'installation d'une sédimentation marneuse. Cette unité montre en outre à sa base des silstones et des passées d'argiles bitumineuses. Par conséquent, l'unité H1 se caractérise par une augmentation brutale de l'enregistrement acoustique et par une chute simultanée de la réponse du gamma ray, formant ainsi un pic assez prononcé et très distinct au-dessus des unités V1 à V5 (fig. 49).

- Les unités sismiques H2, H3, H4, H5, se dilatent également vers la zone centrale du Broad Fourteens Basin, zone en partie érodée au cours des inversions structurales crétacé supérieur. Cet épaississement est plus sensible au niveau des accidents extensifs du Jurassique supérieur. Les unités H2 à H5 montrent des réflexions internes très discontinues, d'amplitude très changeante, ce qui rend leur corrélation difficile. Néanmoins, on peut y observer une configuration interne progradante et des traces de ravinement à leur sommet. Cette tendance s'accroît fortement au contact de la craie qui y creuse localement des chenaux. L'unité H3 se distingue par une diminution notable de la proportion en carbonates, et par la présence d'un mince banc de sable à sa base et de glauconie. La réponse de la diagraphe radioactive de cette unité est faible tandis que celle de sa diagraphe sismique est assez élevée

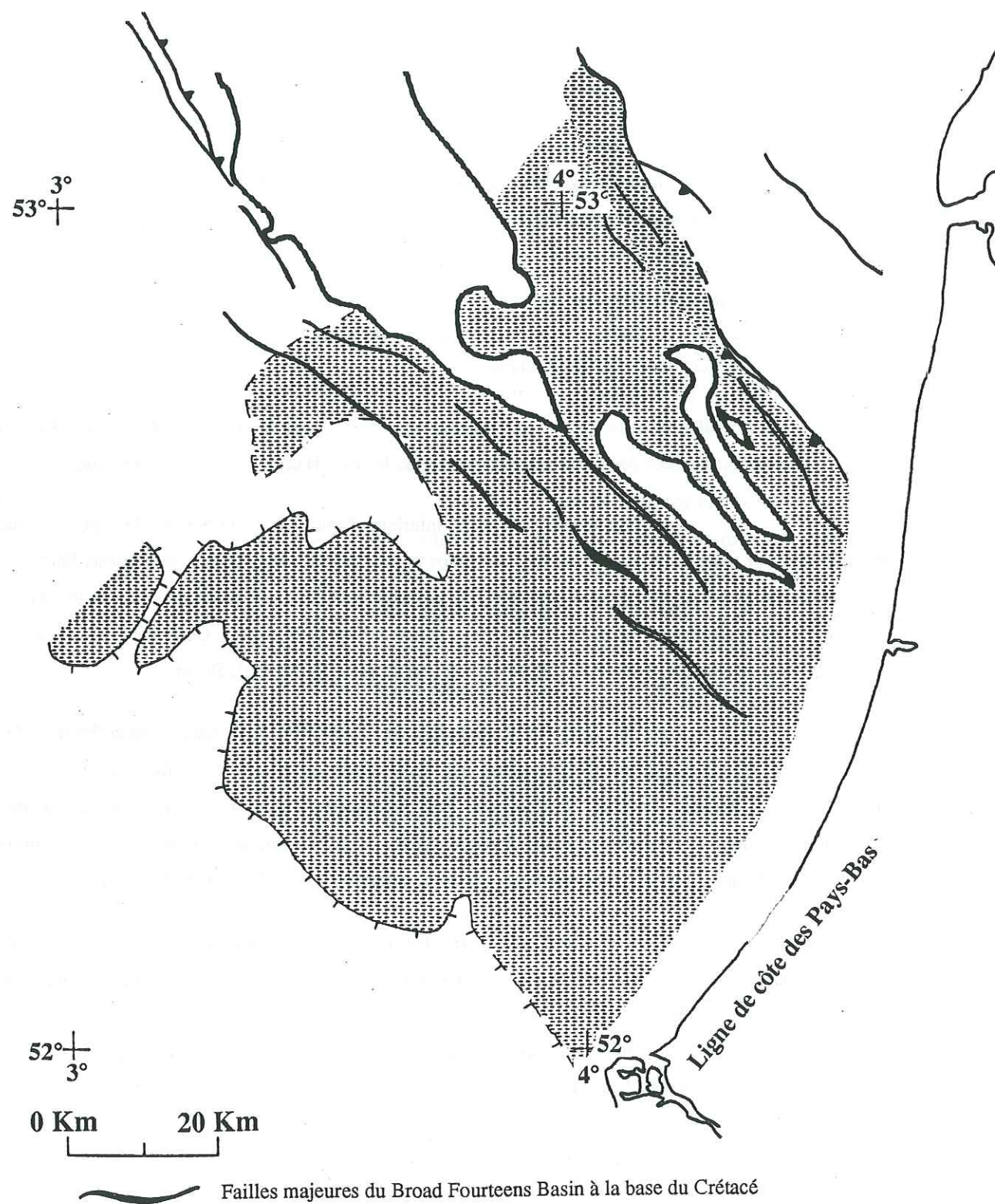


Figure 46 : Domaine d'extension de l'unité V4

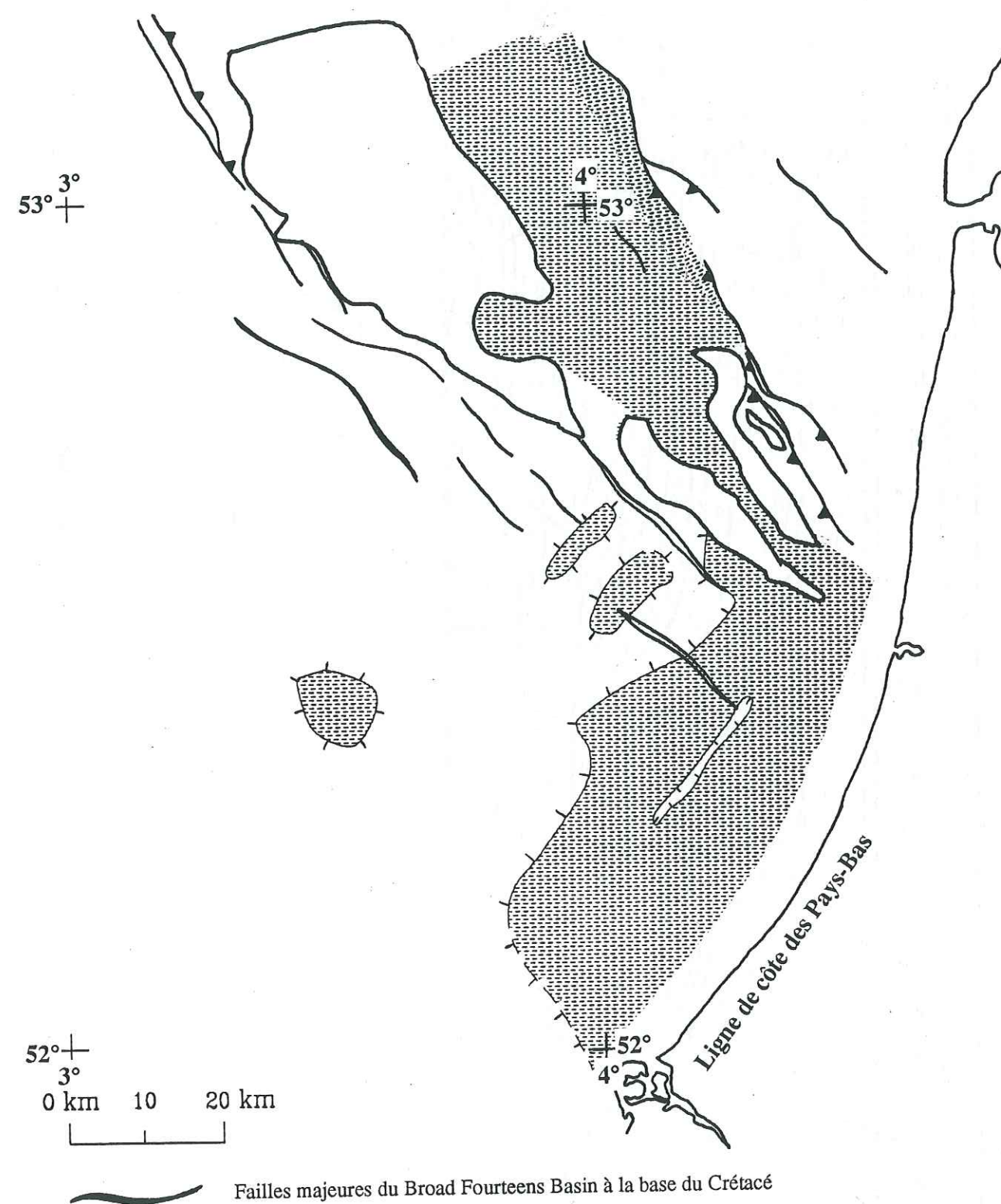


Figure 47 : Domaine d'extension de l'unité V5

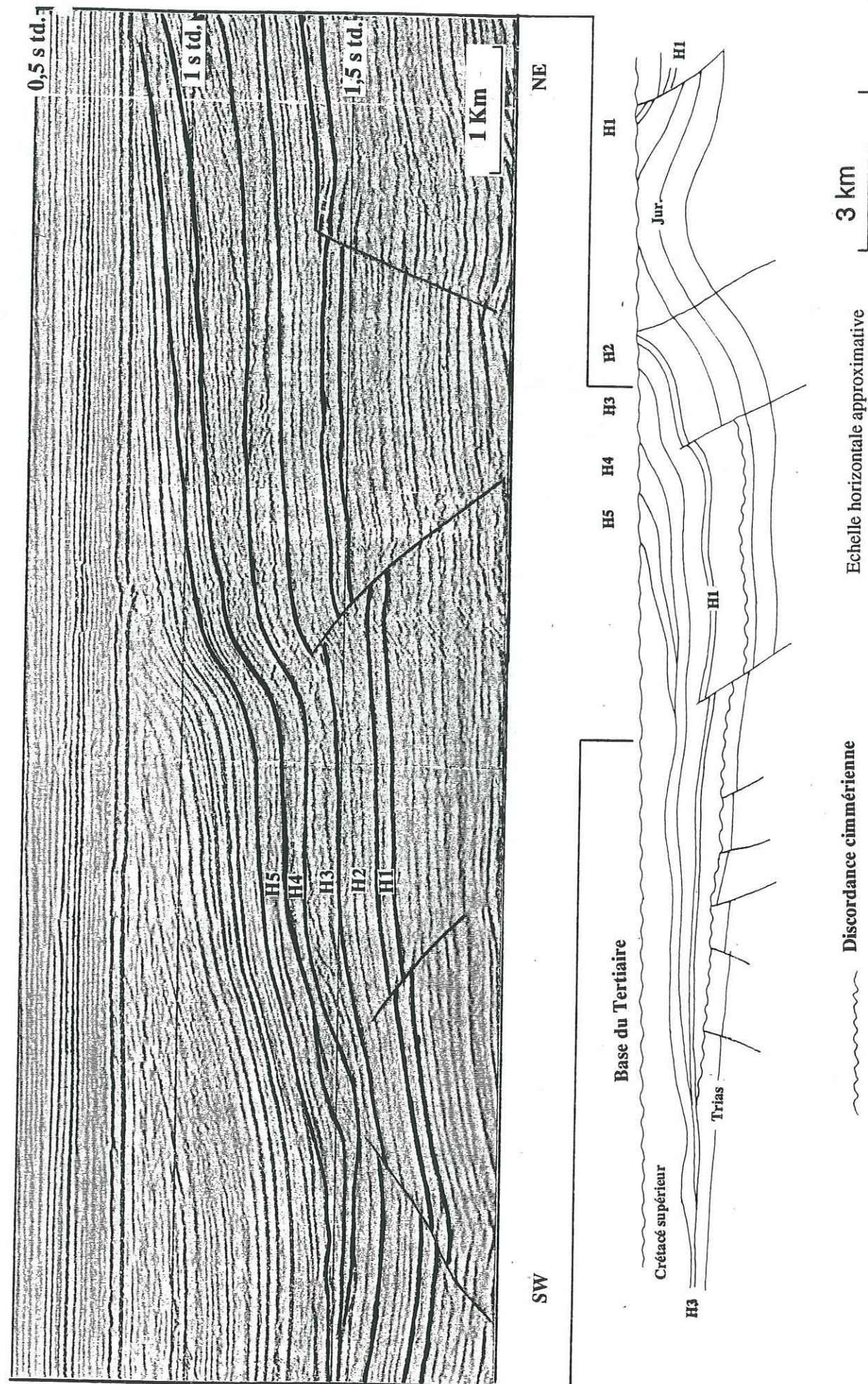


Figure 48 : Coupe schématique montrant l'organisation des corps sédimentaires du Crétacé inférieur post-rift (unités V4, V5, H1 à H5).

par rapport aux unités H1 et H2. Cette unité s'enrichit à nouveau en carbonates vers son sommet, si bien que sur la marge NE, sa distinction avec la craie cénomaniennne qui contient parfois à sa base des sables glauconieux (R.G.D., 1980 ; Burgers et Mulder, 1991) devient délicate.

- En ce qui concerne les ensembles H4 et H5, aucune observation diagaphique n'a été possible, faute de puits les ayant forés. Ceci est dû, d'une part à ce que ces deux unités ont ailleurs été intensément érodées lors des inversions structurales et d'autre part à leur localisation à l'extrême centre du bassin, point bas (profond) où aucun forage pétrolier n'est en général implanté.

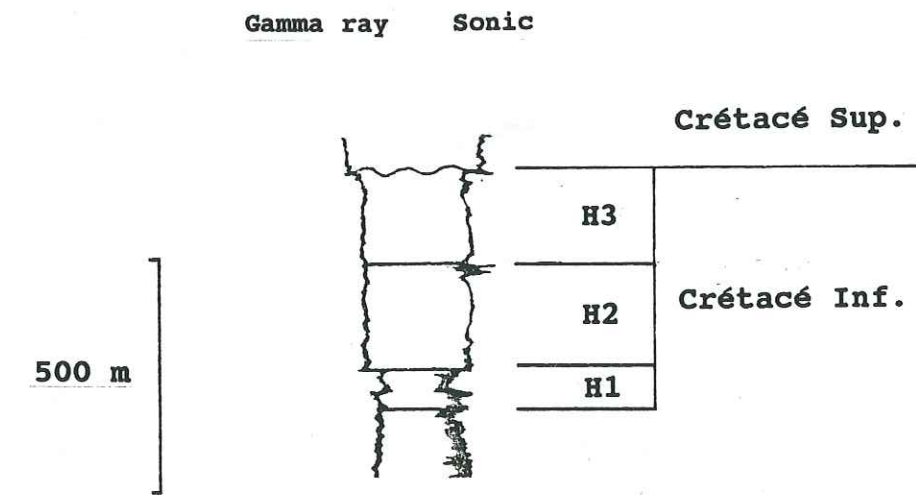


Figure 49 : Allure diagaphique des unités H1, H2, H3 (puits de bassin)

Selon les puits que j'ai consultés et la nomenclature stratigraphique des Pays-Bas (R.G.D., 1980), les unités H1 à H2 sont d'âge aptien inférieur, et les unités H3 à H5 sont d'âge aptien supérieur/albien.

2.3.2 Analyse cartographique

- L'unité H1 se dépose dans le Broad Fourteens Basin et sur ses marges, et dépasse les domaines d'extension des unités crétacé inférieur précédentes. Vers le SW et à l'extrémité Nord du bassin, son extension comme celle des corps sédimentaires suivants, est limitée par la craie cénomaniennne chenalisante (fig. 50).

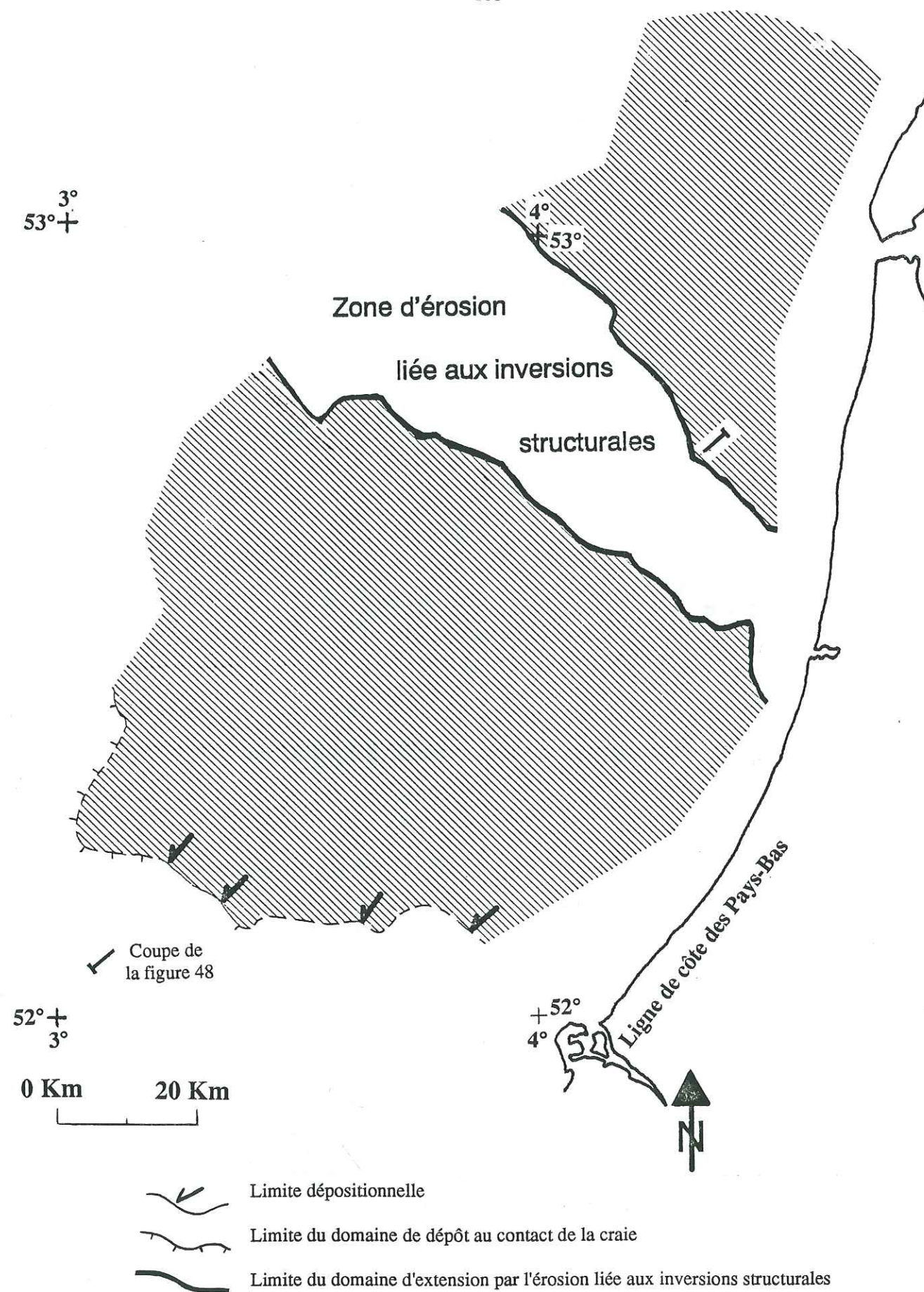


Figure 50 : Domaine d'extension de l'unité H1

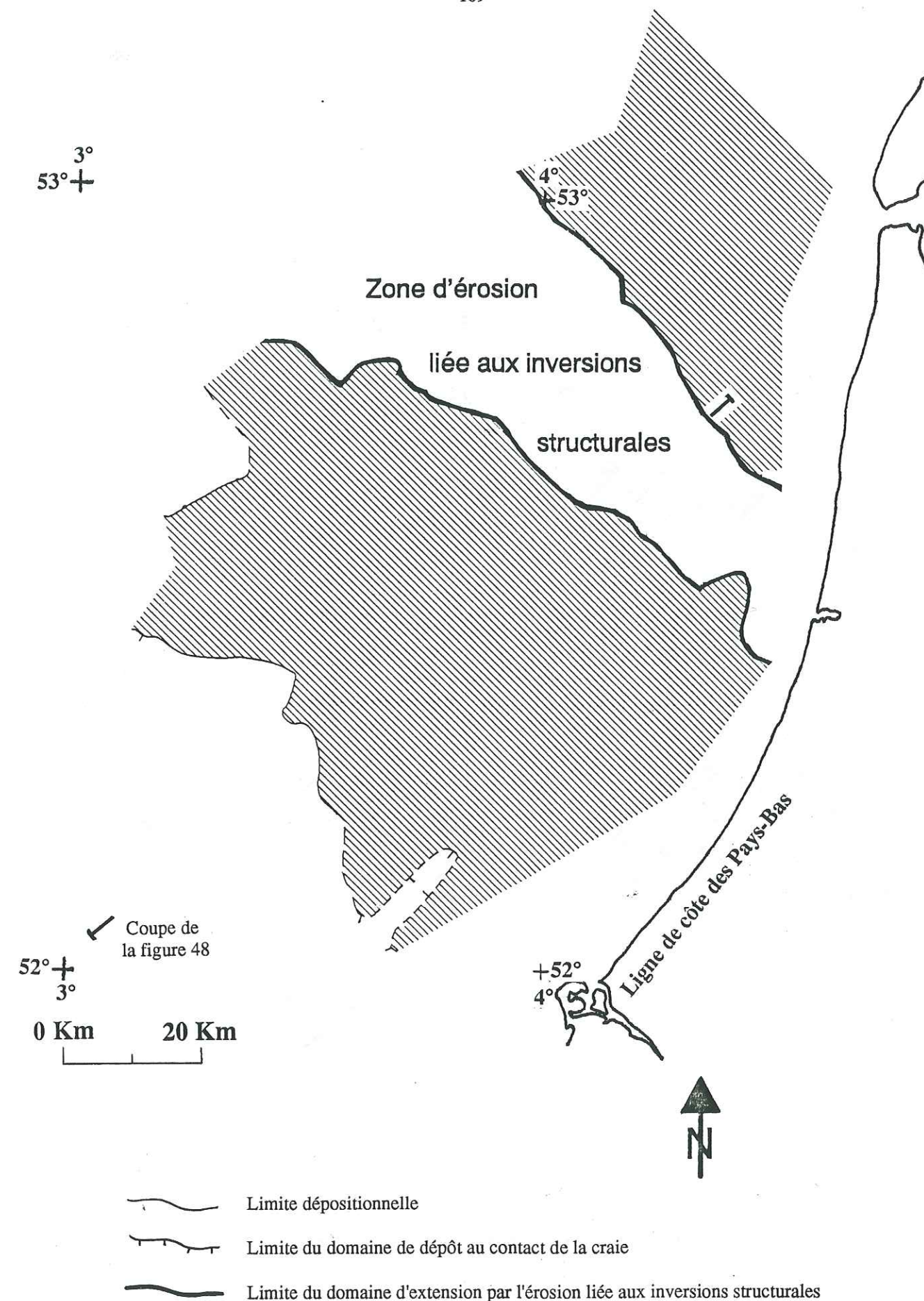


Figure 51 : Domaine d'extension de l'unité H2

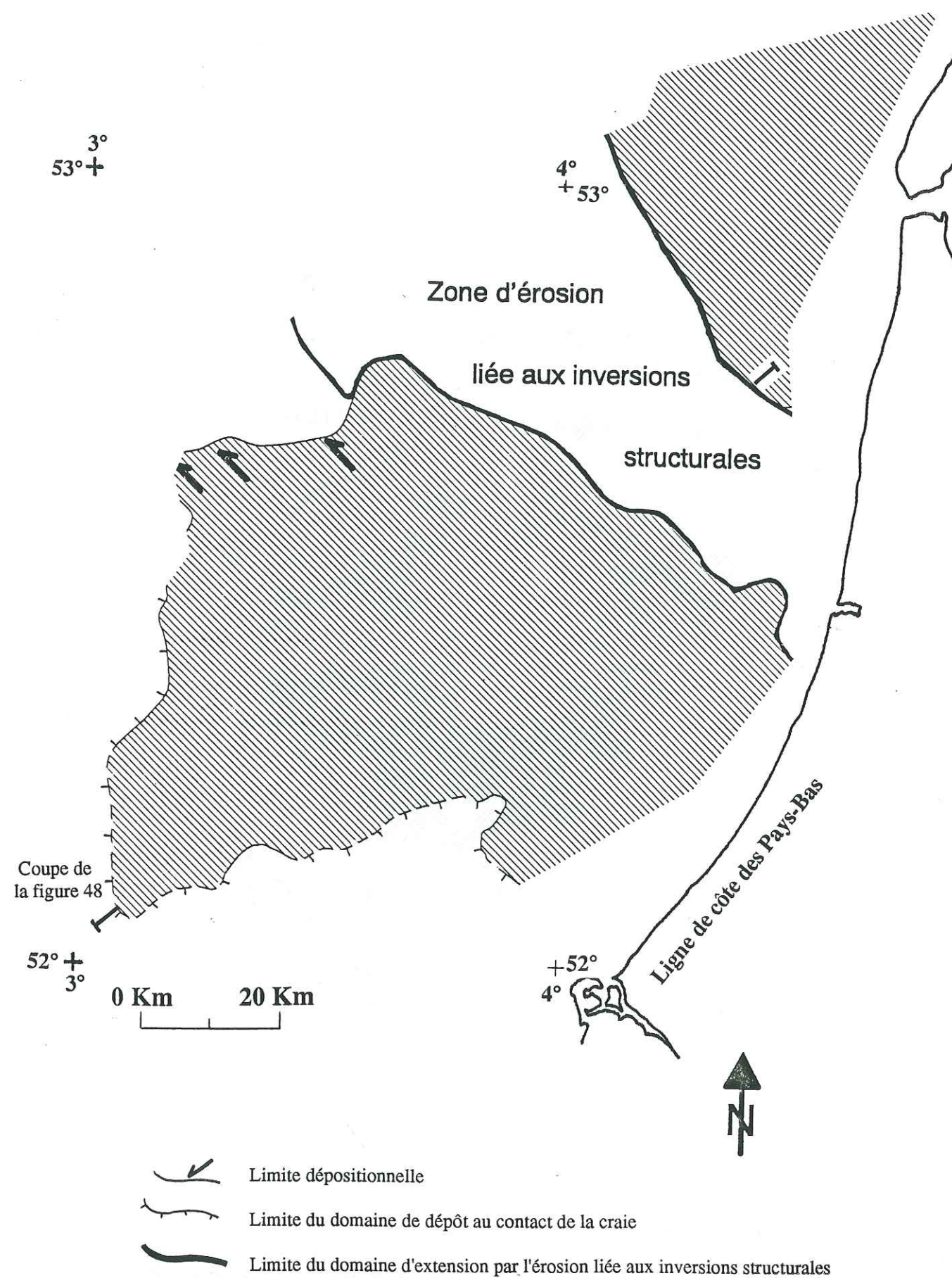


Figure 52 : Domaine d'extension de l'unité H3

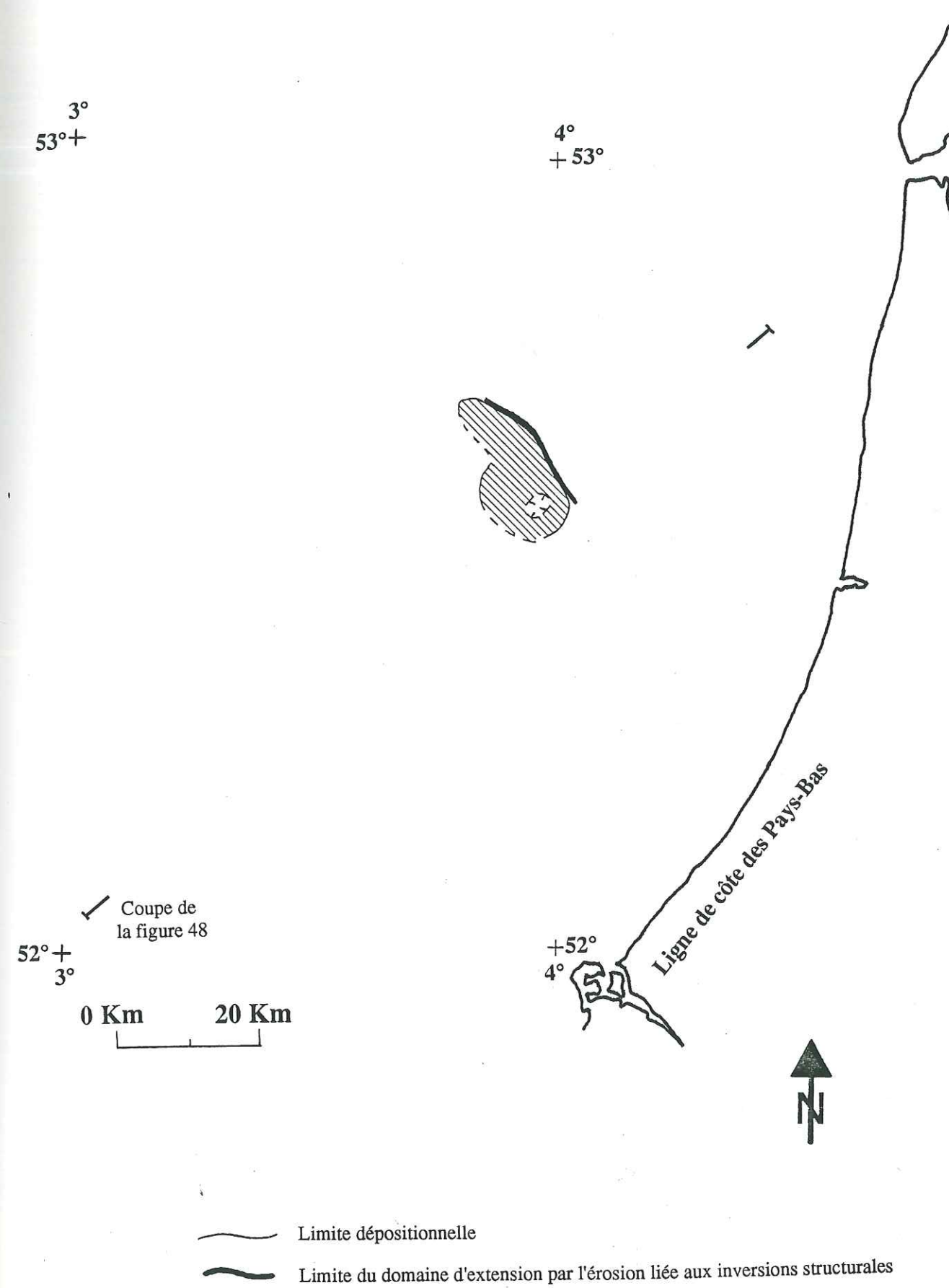


Figure 54 : Domaine d'extension de l'unité H4

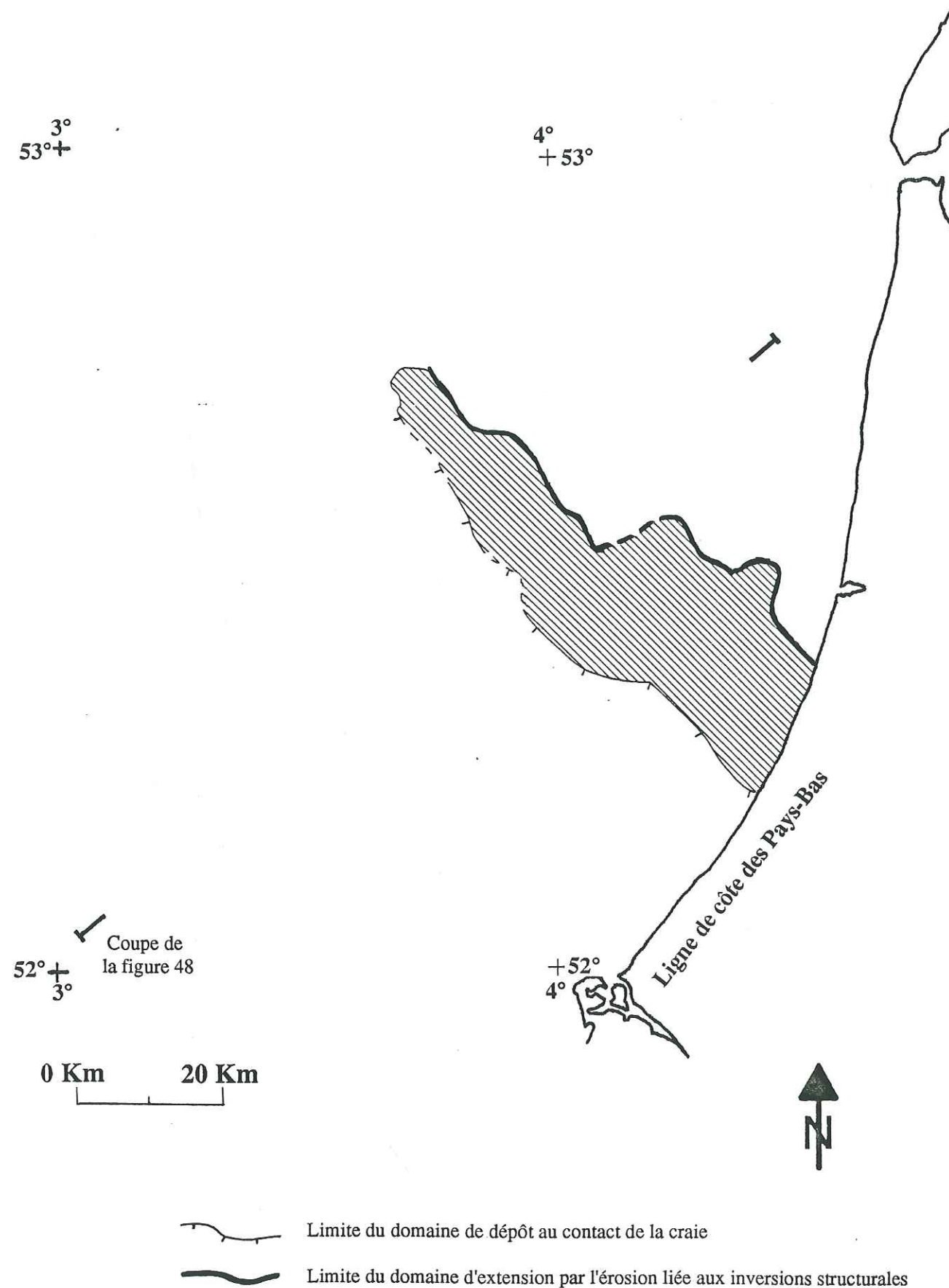


Figure 53 : Domaine d'extension de l'unité H5

- L'extension maximale des dépôts du Crétacé inférieur est atteinte lors du dépôt de l'unité H3. En revanche, les ensembles sédimentaires H4 et H5 se limitent strictement au coeur du Broad Fourteens Basin, ce qui rend leur étude très délicate car elles y sont le plus souvent intensément érodées par l'inversion structurale du Crétacé supérieur (fig.48).

3. Les unités contemporaines des inversions structurales majeures

Une étude analogue à celle du Crétacé inférieur a été réalisée par H. Trichon sur les corps sédimentaires du Crétacé supérieur (thèse à paraître). Ce travail a pu être réalisé dans les zones où le Crétacé supérieur a été partiellement préservé par les érosions liées aux inversions structurales (bordures du bassin, synclinaux ou terminaison Nord du Bassin). Je ne fais appel ici qu'aux résultats indispensables à l'exposé de mon travail.

L'analyse sismique et diagrapique (3000 km de sismique, 40 puits) a permis la distinction de six unités sismiques séparées par des surfaces de discontinuité stratigraphique de signification différente selon qu'elles sont liées ou non à l'inversion structurale (fig. 55).

La figure 56 montre trois surfaces de discordances intra-craie assez nettes :

- La discordance (1), entre les unités C2 et C3, et l'isopacité de ces dépôts de part et d'autre de la faille la plus occidentale montrent une morphologie édifée juste après le dépôt de l'unité C2. Ce relief s'est développé au-dessus du compartiment Ouest de la faille qui préserve les sédiments triasiques sous la discordance cimmérien tardif (ici confondue avec la discordance cimmérien moyen). Ceci est un argument en faveur d'une inversion des structures dès la fin du Turonien.

- La discordance (2) située à la base de l'unité C4 moule le contenu du bassin chevauchant. La disposition des réflecteurs en onlap sur cette morphologie montre que sa formation est antérieure ou contemporaine du dépôt de l'unité C4, et dans tous les cas postérieure au dépôt de l'unité C3. La discordance (2) indique donc que des mouvements liés de façon certaine à l'inversion structurale sont encore enregistrés à la limite des unités C3/C4, c'est-à-dire au cours du Santonien supérieur.

- La surface de discordance (3) située à la base de l'unité C6 témoigne par l'obliquité avec laquelle elle tronque les réflecteurs sous-jacents d'une érosion importante. La morphologie des ravinements suggère une période d'émersion. Les zones de bordures du Broad Fourteens

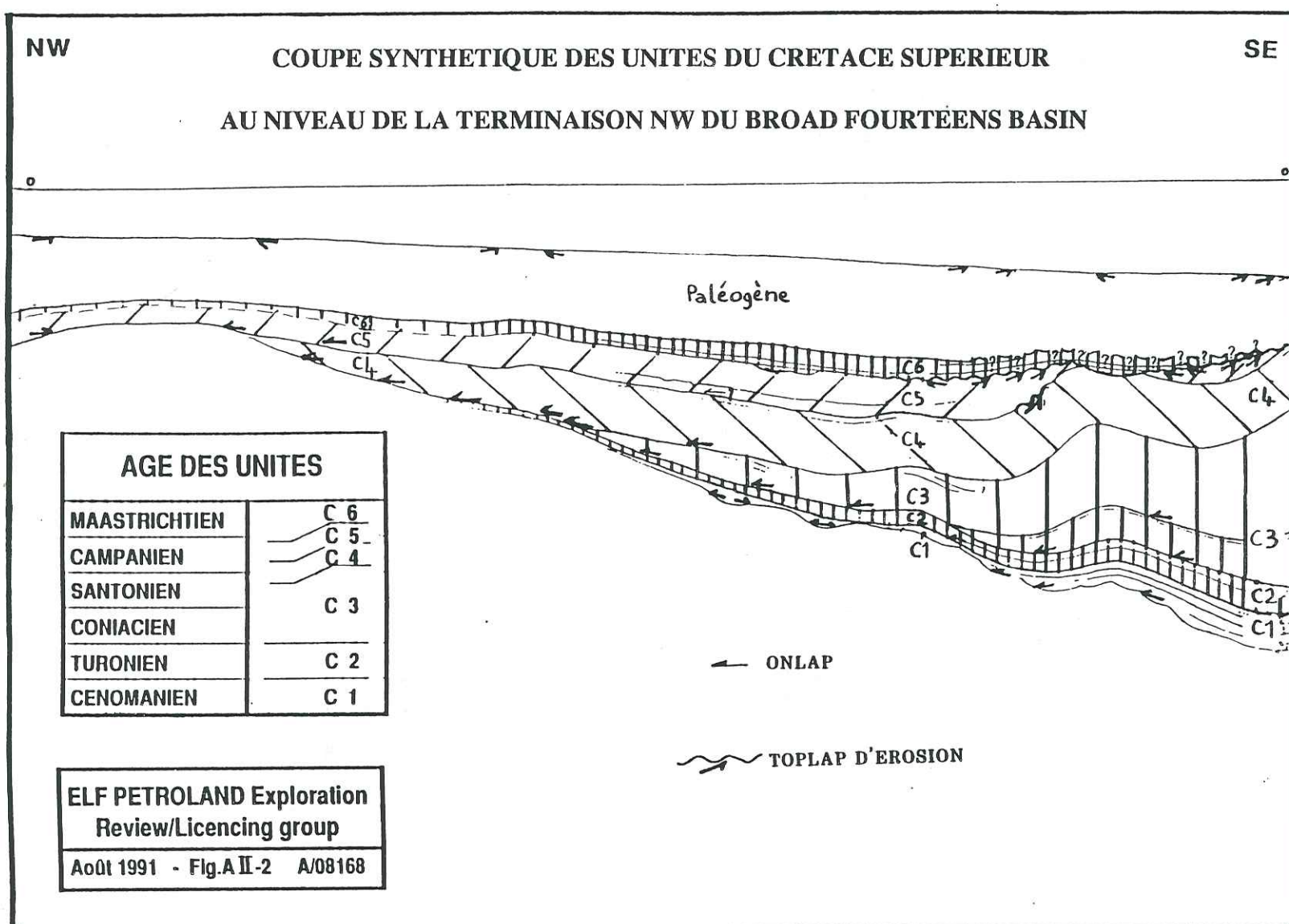


Figure 55 : Unités sismiques définies dans le Crétacé supérieur (d'après H.Trichon).

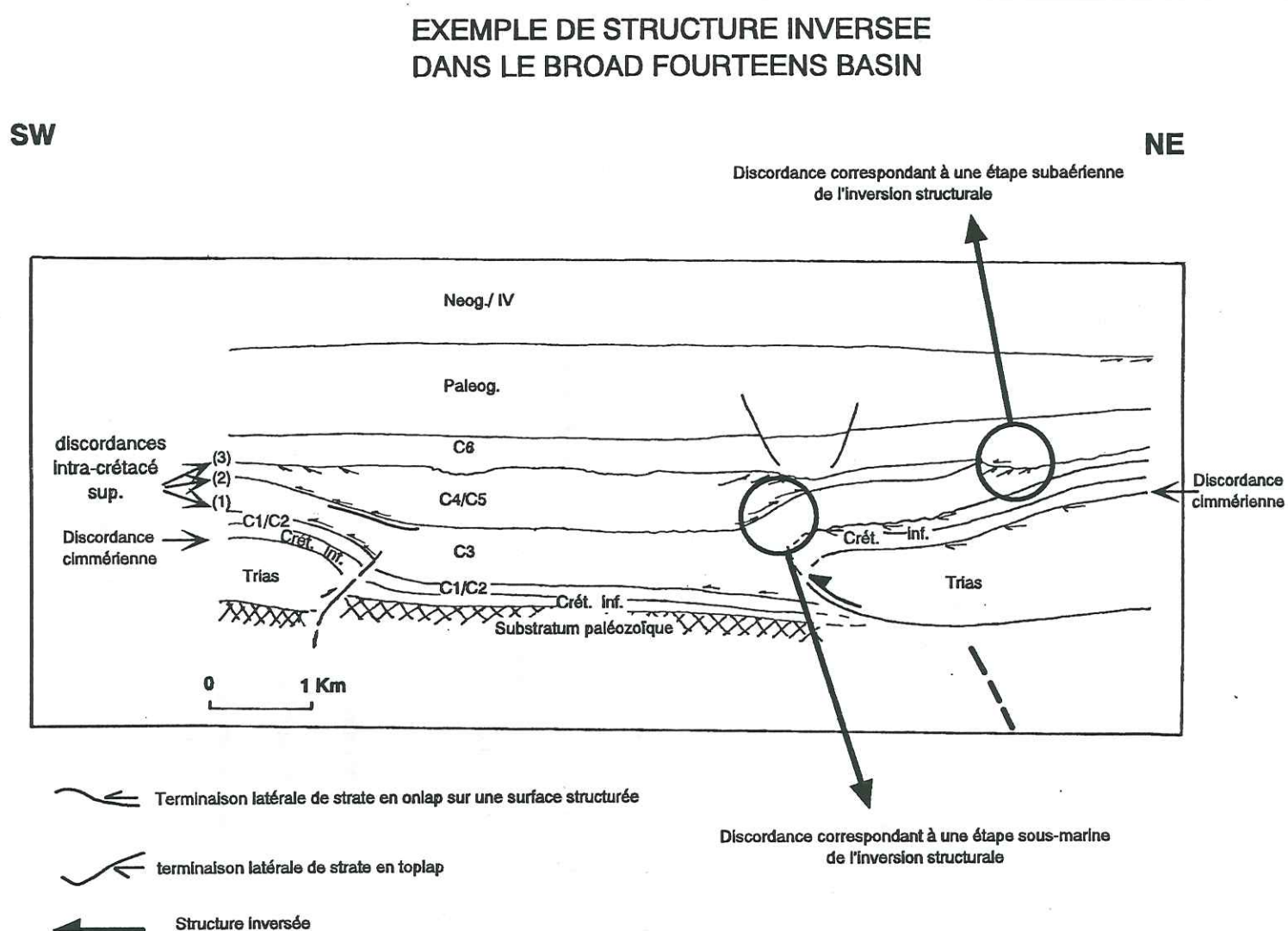


Figure 56 : Organisation des corps sédimentaires du Crétacé supérieur sur la bordure SW du Broad Fourteens Basin. On peut déceler 3 discordances intra-crétacé supérieur (d'après H.Trichon).

Basin sont à nouveau immergées au cours du Maastrichien, mais l'unité C6 s'amincit en direction du centre du bassin d'où elle est totalement absente. On ne peut malheureusement pas distinguer si cet amincissement est lié à une réduction des dépôts vers le centre du bassin toujours surélevé par rapport à ses marges ou s'il résulte de l'érosion du sommet de l'unité C6 sous la base du Tertiaire.

L'observation et l'analyse des terminaisons latérales des réflexions, étendues à tout le domaine du Broad Fourteens Basin et de ses marges, ont permis de préciser le calendrier de la déformation liée à l'inversion structurale. H. Trichon a ainsi montré que :

- Dans le Nord du bassin, l'inversion commence au Turonien et elle est déjà bien marquée dès le Coniacien/Santonien.
- Dans le Sud du Broad Fourteens Basin, l'inversion semble ne débiter qu'au Campanien.

4. Les séries tertiaires et quaternaires

Cette analyse moins poussée que celle des corps sédimentaires du Crétacé se base essentiellement sur des observations sismiques et cartographiques. Elle a été effectuée, pour la majeure partie, en collaboration avec H. Trichon.

4.1. Les discontinuités tertiaires

Dans l'ordre stratigraphique, on observe les discontinuités C_2 et C_x (fig. 57).

- La première surface d'érosion C_2 limite à la base les dépôts terrigènes tertiaires et érode les formations :
 - du Trias au Crétacé inférieur fortement plissées et basculées au centre du bassin,
 - du Crétacé supérieur antérieur au Maastrichien sur les bords du bassin.

du Maastrichien sur les marges du bassin. Dans ces zones, la discordance angulaire devient faible et le contact entre le Maastrichien et la base du Tertiaire paraît concordant. Une série d'artefacts située sous la base du Tertiaire gêne cependant considérablement l'observation des terminaisons latérales des réflexions si bien qu'on ne peut pas vraiment certifier la nature de ce contact.

La forte variation d'impédance acoustique liée au contraste des lithologies et des propriétés physiques des formations en contact confère à la surface d'érosion de la base du Tertiaire une réponse sismique très distincte.

La carte isochrone de la surface de discontinuité de la base du Tertiaire est présentée en annexe B. Cette carte couvre tout le domaine du Broad Fourteens Basin, elle résulte de l'assemblage et de l'ajustement par H. Trichon et moi-même, de nombreuses cartes d'extension plus limitée, réalisées par Pétroland. La base du Tertiaire se situe aux environs de 1200 ms.td. au centre du Broad Fourteens Basin et entre 900 ms.td. et 800 ms.td. sur ses marges. Elle est légèrement moins enfouie sur la marge SW que sur la marge NE du Broad Fourteens Basin. Enfin, en direction du West Netherland Basin, vers le SE, elle se situe entre 600 ms. td. et 500 ms. td. seulement. Une légère dissymétrie apparaît également entre les deux marges du bassin vis-à-vis de la fracturation : la base du Tertiaire est en effet beaucoup plus fracturée au niveau de la bordure NE qu'au niveau de la bordure SW du Broad Fourteens Basin.

La surface de discontinuité de la base du Tertiaire est principalement décalée par des failles normales situées à l'aplomb des principaux accidents du bassin. Cependant, quelques rares failles inverses sont observées. Par ailleurs certaines failles normales montrent actuellement au niveau de l'horizon C_2 un rejet inférieur à celui des horizons sus-jacents, ce qui suggère que ces accidents étaient des accidents inverses au début du Tertiaire.

La deuxième surface d'érosion C_x est assez discrète et localisée dans le Broad Fourteens Basin au niveau des accidents principaux et de ses marges. Elle sépare les dépôts éocène supérieur des dépôts oligocènes. Cependant, la datation de ces formations a été très délicate et doit être considérée avec réserve. En effet, dans les forages, on ne dispose que de peu d'informations sur ces séries qui ne présentent actuellement pas beaucoup d'intérêts pétroliers. D'autre part, les incertitudes quant à la conversion "temps-profondeur" sont importantes (E. Montméan, rapport interne 1991). Dans la zone du Broad Fourteens Basin, cette surface d'érosion est mal exprimée. En revanche, elle devient plus nette en direction du Sole Pit Basin, et à proximité du West Netherlands Basin.

Outre ces deux surfaces d'érosion, des réflexions sismiques peuvent être attribuées à la base du Miocène (horizon C_0), et d'autres à la limite Eocène/Paléocène.

4.2. Contrôle tectonique de la géométrie des corps sédimentaires

4.2.1 Le Paléogène

Le paléocène est affecté par des failles dont le jeu actuel est normal et qui reprennent essentiellement les accidents-clés du bassin. H. Trichon et moi-même avons réalisé une carte des épaisseurs temps doubles du Paléogène entre l'horizon C_2 (base tertiaire) et l'horizon C_0 (base du Miocène). Elle est présentée en annexe C. Le Paléogène est plus mince dans le bassin (150 ms.td. à 75 ms.td.) que sur ses marges (200 ms.td. à 500 ms.td.), à l'exception de la zone centrale où le Tertiaire est directement en contact avec le Trias. Cette partie du bassin montre au contraire une série paléogène assez puissante d'environ 500 ms.td.. La zone où le Paléogène est le plus réduit se situe quant à elle au niveau de la terminaison NW du West Netherland Basin où les dépôts s'amincissent jusqu'à n'atteindre que 25 ms.td. d'épaisseur, ce qui rend leur cartographie à partir de documents sismiques difficile.

Au sein du Paléogène, les caractéristiques géométriques du Paléocène, de l'Eocène et de l'Oligocène sont différentes et indiquent une interaction tectonique-sédimentation variable. Dans le détail, les profils sismiques permettent d'observer (fig. 57) :

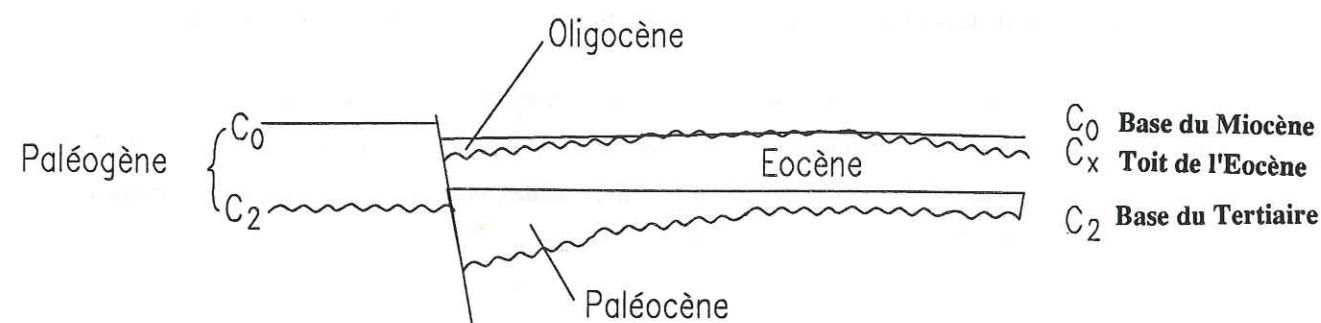


Figure 57 : Relations géométriques entre les corps sédimentaires du Paléogène.

- Une dilatation très locale du Paléocène liée au fonctionnement de failles normales localisées à l'aplomb des grands anticlinaux du centre du bassin,
- Un amincissement de l'Eocène des marges vers le centre du bassin, en dépit de la similarité des faciès. Il s'effectue au niveau des failles majeures du bassin par très légère érosion du sommet de la formation (fig. 96).
- Une localisation préférentielle des dépôts oligocènes au pied des failles synsédimentaires normales (fig. 40).

Au total tout ceci témoigne de déformations très modérées pour la période Paléogène.

4.2.2. Le Néogène et le Quaternaire

Les observations sismiques suivantes concernent à la fois le Néogène et le Quaternaire. Leurs dépôts consistent en un ensemble terrigène très progradant, au sommet duquel on note des chenaux parfois profonds, probablement relatifs à la sédimentation deltaïque décrite par Zagwijn (1989). H. Trichon et moi-même avons effectué une carte isochrone de la base du Néogène (C_0) (annexe D) qui donne une bonne information sur l'épaisseur des séries Néogènes et Quaternaires, la tranche d'eau étant réduite. L'horizon C_0 est situé entre 500 ms.td. et 700 ms.td. sur les bordures du Broad Fourteens Basin, jusqu'à 950 ms.td. en son centre. Il est décalé uniquement par des failles normales, peu nombreuses. La carte isochrone de la base du Néogène présente les caractéristiques suivantes:

- des failles de direction comprise entre $N140^\circ$ à $N160^\circ$ et situées à l'aplomb des accidents principaux du Broad Fourteens Basin ;
- des courbes de niveau de direction analogue ($N140^\circ$ à $N160^\circ$), et donc parallèles aux failles décalant la base du Néogène, à l'exception de la partie Nord du centre du bassin. Dans cette partie du bassin, où le Tertiaire est directement en contact avec le Trias., les courbes de niveau ont une direction d'environ $N180^\circ$, l'enfouissement de la base du Néogène y est important et atteint 850 ms.td. ;
- une légère dissymétrie entre les bordures NE et SW du Broad Fourteens Basin : au niveau de la bordure NE, la base du Néogène est légèrement plus enfouie (600 ms.td. à 700 ms.td.) et plus fracturée qu'au niveau de la bordure SW où la base du Néogène est très peu structurée et localisée 400 ms.td. et 600 ms.td.
- un enfouissement minimal de la base du Néogène (475 ms.td.) localisé au niveau de la terminaison NW du West Netherland Basin.

5. Evolution géodynamique du Broad Fourteens Basin d'après l'enregistrement sédimentaire

Un rift continental est une structure tectonique constituée par des failles normales de même direction et limitant des compartiments de plus en plus abaissés vers le milieu de la structure. On connaît des rifts de toute taille (*Dictionnaire de géologie Foucault, Raoult, 1984*).

Dans le cadre d'une étude géodynamique plus générale du Sud de la Mer du Nord, j'assimilerai l'évolution du Broad Fourteens Basin à celle d'un rift continental. Dans la suite du texte, j'interprète les observations précédentes dans ce sens, en référence à une période de rifting qui débute au Jurassique supérieur (Ziegler, 1982). Je qualifierai donc de syn-rift toute unité contemporaine d'une activité tectonique liée à l'ouverture du bassin, et de post-rift toute unité postérieure à cette activité tectonique. Cependant, pour des raisons de commodité, je restreindrai l'appellation d'unités post-rifts aux unités pendant le dépôt desquelles on ne note aucune trace d'inversion structurale. Les ensembles affectés par la compression prendront plutôt le nom d'unités contemporaines des inversions structurales majeures, mais on gardera en mémoire que ce sont des unités dont la subsidence post-rift a été interrompue par un événement compressif sans rapport avec l'évolution classique d'un bassin, et à laquelle il s'est superposé.

5.1. L'évolution géodynamique du Crétacé inférieur

5.1.1. Période syn-rift

La présence d'intrusions magmatiques dans le Broad Fourteens Basin à la transition du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, puis au Néocomien (datations radiométriques à 144 ± 1 MA et 130 MA) témoigne d'une activité crustale profonde probablement en relation avec l'événement cimmérien tardif et l'extension du début du Crétacé inférieur (van Wijhe, 1987). De ce fait, on peut accorder une signification tectonique aux failles qui réactivent les accidents majeurs jurassique supérieur du Broad Fourteens Basin et dont l'activité est contemporaine des dépôts V1, V2, V3 et de ces événements thermiques. Cette activité tectonique est liée à une nouvelle phase d'étirement du bassin, on peut donc considérer les corps sédimentaires qui en sont contemporains comme des dépôts syn-rifts.

L'analyse sismique montre que le domaine de sédimentation du Crétacé inférieur syn-rift, initialement localisé dans le même domaine que celui du Jurassique supérieur, déborde rapidement les marges du graben. Le caractère transgressif des unités syn-rifts révélé par l'étude diagrapique et par les incursions marines de plus en plus étendues V1, V2, V3 n'est pas uniquement dû à la tectonique extensive à laquelle est soumis le Broad Fourteens Basin, mais probablement aussi à une élévation eustatique majeure du niveau marin contemporaine des premiers dépôts du Crétacé inférieur (R.G.D., 1980 ; van Wijhe, 1987). Les dépôts du Crétacé inférieur syn-rift sont constitués à leur base par des sables, puis par des argiles marines dans lesquelles s'intercalent des bancs sableux qui s'amincissent et se raréfient vers leur sommet.

5.1.2. Période post-rift

L'activité tectonique cesse au cours du Crétacé inférieur, sans toutefois qu'une discordance notable ne soit observable en sismique entre les unités syn-rifts et post-rifts.

Les interactions entre la subsidence post-rift dont la vitesse diminue avec le temps, les variations des apports sédimentaires et du niveau marin régissent l'extension des aires de dépôts des différentes unités post-rifts.

Ainsi le recul des domaines de sédimentation des premiers dépôts post-rifts V4 et V5 et l'allure aggradante puis progradante vers le sommet de leurs diagrapies témoignent-ils d'une stagnation de l'espace disponible, puis de son comblement progressif par ralentissement de l'élévation eustatique et/ou par augmentation des apports détritiques. Ceci expliquerait les légères traces de ravinement observées en sismique au sommet des ensembles V4 et V5 à proximité du contact avec l'unité H1, qui en outre montre à sa base des siltstones et de la lignite suggérant une éventuelle émergence. Le dépôt de cette unité rétrogradante H1 marque une nouvelle avancée des aires de sédimentation contemporaine d'une rapide augmentation de la proportion des carbonates. Ces aires sont à nouveau comblées par le dépôt de l'unité progradante H2, tendance encore une fois inversée pendant la sédimentation du corps H3 dont les dépôts de base témoignent du maximum d'inondation pour les unités post-rifts.

Le domaine de sédimentation recule à nouveau très rapidement lors du dépôt des unités H4 et H5. L'impossibilité d'analyser les diagrapies de ces deux corps sédimentaires nous limite à cette simple constatation.

5.1.2.1. Evolution morphologique des failles liées à l'extension du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur

Au cours du Crétacé inférieur, la marge SW du graben a été très vite envahie par la sédimentation, notamment dès le début de la période de subsidence post-rift du bassin.

En revanche sur la marge NE du bassin, les premiers dépôts post-rifts V4 et V5 semblent réduits, ce qui témoigne du rôle morphologique important de la faille de bordure orientale. Le talus qu'elle délimite s'efface suite au comblement du bassin par les unités V4 et V5.

Si on reprend les dénominations de Vail (1978), après le dépôt de l'unité V3, la partie SW du Broad Fourteens Basin pourrait être qualifiée de "ramp-setting", c'est-à-dire de bassin sédimentaire sans bordure vraiment marquée. Ce n'est pas le cas de la partie NE du bassin dont la faille de bordure

contrôle encore pendant un certain temps la sédimentation non plus tectoniquement, mais morphologiquement. Cette dissymétrie morphologique entre la bordure SW et la bordure NE du Broad Fourteens Basin au Crétacé inférieur est renforcée par l'existence de deux zones d'apport détritique : le Texel Ijsselmeer au NE, et le massif du Brabant au Sud. Elles peuvent en effet avoir alimenté le Broad Fourteens Basin de façon un peu différente quantitativement et temporellement.

5.1.2.2. Le cas de la discordance intra-crétacé inférieur

Au début de la période post-rift, un autre événement de signification probablement beaucoup plus globale est enregistré par les sédiments. Il s'agit de la discordance exprimée sous l'unité H1. A son contact, les unités V2, V3, V4 et V5 ne s'amincissent pas du tout, si bien qu'on ne doit pas attribuer leur disparition à une simple limite de leur domaine de dépôt, mais plutôt à une troncature d'érosion, même si les rapports angulaires estimés entre les unités V2, V3, V4, V5 et l'unité H1 ne dépassent jamais 1°. Cette discordance est connue non seulement sur toute notre zone d'étude, mais également dans toute la Mer du Nord (Ziegler, 1982) témoignant d'un brusque approfondissement généralisé du domaine de dépôt (Vail, 1991, communication personnelle). Selon Ziegler (1982), cette discordance est liée à la mise en place de l'accrétion océanique dans le Golfe de Gascogne fin Aptien/début Albien. Toutefois, les datations incertaines de cet événement en Mer du Nord ne permettent pas de l'affirmer avec certitude.

5.1.2.3 Datation de l'événement enregistré à la base de l'unité H1 - Discussion

Dans de nombreuses régions (Espagne, Tunisie, Angleterre.....), on observe à partir du Barrémien et jusqu'à l'Aptien inférieur une sédimentation plutôt carbonatée, puis les dépôts deviennent détritiques pendant l'albien. Cette similarité de nature des dépôts sur des zones très étendues serait d'origine climatique (H.Arnaud, 1991, communication personnelle).

Au Crétacé inférieur, la sédimentation du Lower Saxony Basin (Ouest de l'Allemagne) (fig. 121) montre l'évolution caractéristique énoncée ci-dessus : dépôt de *black shales* à l'Aptien/Albien, équivalent latéral dans le bassin des sables verts qui s'étendent du Sud de l'Angleterre jusqu'à la Pologne (E.Kemper, 1982). A cette période, le Lower Saxony Basin n'était séparé de la Mer du Nord crétacée que par la ride sous-marine de Pompeckj (fig. 121) qui, à l'Aptien/Albien n'a en aucun cas joué le rôle d'une barrière. Par conséquent, ce bassin pouvait être considéré comme appartenant à la partie méridionale de la Mer du Nord (E. Kemper, 1982). Il paraît alors surprenant que la sédimentation de la région

du Broad Fourteens Basin ne montre pas une évolution lithologique similaire et que l'unité pour laquelle on note une brusque augmentation des carbonates (unité H1) soit d'âge aptien inférieur.

Si on se réfère uniquement à l'évolution lithologique de la sédimentation, carbonatée à partir du Barrémien jusqu'à l'Aptien inférieur et à nouveau détritique argileux jusqu'au Cénomanién, alors on pourrait envisager que, dans le Broad Fourteens Basin, l'unité très carbonatée H1 se dépose à partir de l'Hauterivién supérieur ou à partir du Barrémien. Dans ce cas, la légère surface de discordance située à la base de l'unité H1 pourrait être liée non pas à la mise en place de l'accrétion océanique dans le Golfe de Gascogne (Ziegler, 1982), mais à la remise en eau et la reprise de l'ouverture du Golfe de Gascogne au Barrémien après une courte période d'émersion et d'érosion (Curnelle, 1986). L'unité H3, qui montre un faciès plus détritique et qui s'enrichit en glauconie surtout dans la partie SE du Broad Fourteens Basin pourrait être l'équivalent des sables verts qui se développent de l'Aptien à l'Albien dans de nombreuses régions de l'Europe de l'Ouest.

Récapitulation (fig. 58 et 59) :

Le passage de la subsidence syn-rift (unités V1, V2, V3) à la subsidence post-rift (unités V4, V5, H1 à H5) s'effectue au début du Crétacé inférieur. Au point de vue sédimentaire, on a alors affaire à deux mégacycles transgressifs-régressifs à l'intérieur desquels se ressentent quelques oscillations eustatiques secondaires. Le premier débute au Valanginién moyen, il se développe alors une sédimentation terrigène alors que dans la première partie du deuxième (au cours du Barrémien selon l'évolution lithologique ou à l'Aptien inférieur selon les datations du R.G.D.) se développent des dépôts beaucoup plus carbonatés.

SEDIMENTARY SEQUENCES

BETWEEN THE KIMMERIAN UNCONFORMITY AND THE TERTIARY SERIES

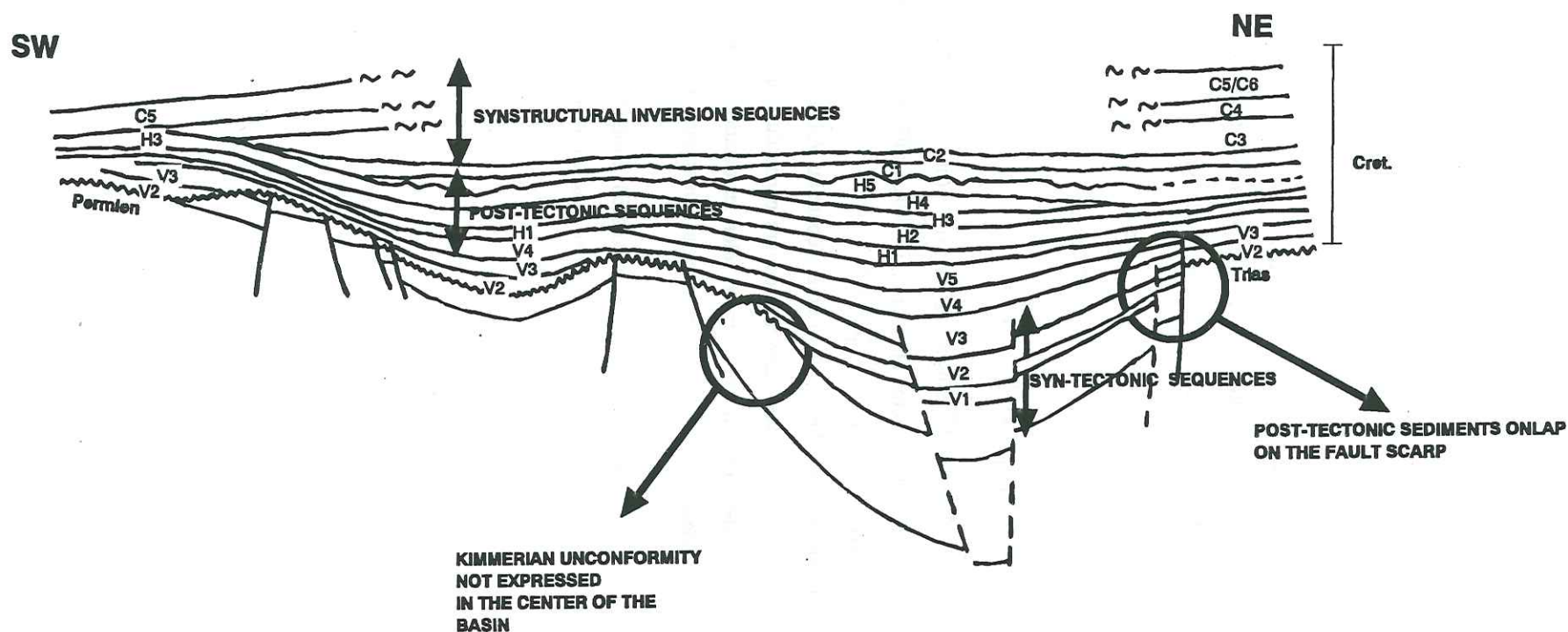


Figure 58 : Coupe schématique
 - reconstituant l'état du bassin avant son inversion structurale
 - illustrant l'organisation des corps sédimentaires du Crétacé inférieur au-dessus de la discordance cimmérien tardif et sous la craie chenalisante crétacé supérieur.
 V1 à V3 : unités syn-rifts, V4, V5, H1 à H5 : unités post-rifts.

EVOLUTION SEDIMENTAIRE DU BROAD FOURTEENS BASIN				
étage d'après puits	unités sismiq.	onlaps cotiers	variations relatives du niveau marin	tendance sédimentaire
Albien	H5			?
	H4			?
	H3			
Aptien	H2			
	H1			
Barrém.	V5			
	V4			
	V3			
Hauter.	V2			
	V1			
Valang.				
détr. carb.				

EVOLUTION TECTONIQUE DU BROAD FOURTEENS BASIN		
H5		
H4		
H3		
H2		
H1		
V5		
V4		
V3	V3	SERIE SYNRIPT
V2	V2	
V1	V1	
Jur. inf.	Jur. sup	
Trias	jur. moy	

SERIE POSTRIPT

SERIE SYNRIPT

Figure 59 : Récapitulation des événements tectoniques et sédimentaires du Crétacé inférieur.
 détr. : sédimentation détritique
 carb. : sédimentation carbonatée
 : discordance cimmérien tardif

5.2. L'évolution géodynamique du Crétacé supérieur

Au début du Crétacé supérieur, se produit une élévation globale du niveau marin (Vail, 1987) et la sédimentation marine envahit tout le Sud de la Mer du Nord (van Wijhe, 1987). Le détritisme cesse, laissant place à une sédimentation carbonatée : d'importants dépôts de craie succèdent aux marnes du Crétacé inférieur qu'ils ravinent vers le SW et vers le Nord. A partir du Turonien et jusqu'au début du Maastrichien une série d'inversions structurales se superpose à la subsidence thermique post-rift déjà amorcée au cours du Crétacé inférieur, induisant des plissements et une érosion importante. La surface de discordance (3) (figure 56, début du Maastrichien) liée à cette période de déformation et d'érosion est géométriquement confondue au centre du bassin avec la discordance située à la base du Tertiaire. Cette discordance témoigne d'une période d'émersion non seulement au centre du bassin, mais aussi sur ses marges. Compte-tenu de l'observation des rapports géométriques entre le Maastrichien et la base du Tertiaire d'une part, entre l'unité C6 du Maastrichien et les autres unités de la craie d'autre part (discordance (3) sur la figure 56), H. Trichon a mis en évidence que l'érosion liée à l'inversion était maximale au début du Maastrichien. Une étude des anomalies de compaction d'une formation antérieure à l'inversion a permis d'estimer l'érosion crétacé supérieur à plus de 3000 m au centre du bassin contre seulement 500 m sur les marges.

5.3. Interprétation des événements intra-tertiaires et quaternaires

Au dessus de la discordance de la base du Tertiaire, peut-être encore liée à une étape assez modérée de l'inversion structurale mais surtout accentuée par une baisse eustatique globale, se dépose une sédimentation de nature terrigène (van Wijhe, 1987). Un faible régime d'inversion affecte le Broad Fourteens Basin jusqu'à la fin de l'Eocène, avec une sédimentation plus épaisse sur les bordures que dans le bassin et la discordance C_x qui tronque localement les dépôts éocènes. Dans ce contexte, les accidents normaux au début du Tertiaire peuvent être considérés comme liés à des conditions locales particulières ou, dans le cas des failles paléocènes mineures du centre du bassin à des failles d'extra-dos, contemporaines des plis formés pendant les inversions structurales. La carte isopaque du Paléogène montre que cette inversion est plus accentuée au sud, au niveau de la terminaison NW du West Netherland Basin. Dans celui-ci, la discordance C_x située à la base des dépôts oligocènes est plus facile à observer que dans le Broad Fourteens basin. A partir du dépôt de l'Oligocène, on ne décèle plus aucune trace d'inversion structurale dans la sédimentation. Au contraire, celle-ci se localise au centre du bassin où elle se développe plus particulièrement au pied des failles normales qui réactivent et prolonge vers la surface les accidents inversés au Crétacé supérieur.

De même les séries terrigènes du Néogène et du Quaternaire sont affectées par un système de failles normales d'orientation NW/SE qui réactivent les accidents majeurs jurassique supérieur et crétacé inférieur inversés au cours du Crétacé supérieur. Le long de ces accidents, la subsidence est rapide et importante. Dans le Broad Fourteens Basin, selon les cartes réalisées et commentées précédemment (paragraphe 4.2.2), elle atteint une valeur moyenne de 0,25 à 0,45 mm/an au centre du bassin depuis le Néogène alors qu'elle y'était que de 0,005 mm/an durant le Paléocène, période d'inversion du centre du bassin par rapport à ses marges. Un phénomène de compaction différentielle du bassin par rapport à ses marges pour expliquer le jeu normal récent des failles principales du bassin peut être exclu. En effet, suite à l'événement cimmérien tardif et à l'inversion structurale du Crétacé supérieur, le contenu sédimentaire du Broad Fourteens Basin antérieur au Crétacé supérieur est surcompacté (cf. l'étude des anomalies de compaction du Trias utilisée dans le prochain chapitre), et de ce fait ne subit pas de compaction actuelle.

III - ANALYSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX DIFFERENTIELS LE LONG DE LA BORDURE SW DU BROAD FOURTEENS BASIN

L'étude détaillée des corps sédimentaires crétacés à actuels a permis de mieux cerner le cadre géodynamique dans lequel évolue le Broad Fourteens Basin. Dans ce chapitre, je m'efforcerai de quantifier la tectonique liée à cette évolution. Pour cela,

1) J'ai analysé l'évolution des mouvements verticaux de part et d'autre des accidents limitant le Broad Fourteens Basin. Ce travail a été effectué à partir de profils sismiques sériés, et concerne plus particulièrement sa bordure SW. L'évolution des mouvements verticaux a été représentée pour chaque profil étudié par un diagramme d'analyse différentielle. Mais au préalable, j'ai dû reconstituer l'histoire des mouvements verticaux "effacés" par l'érosion. Pour estimer les épaisseurs des formations érodées, j'ai utilisé des études portant sur :

- L'organisation des corps sédimentaires préservés par l'érosion.
- Les anomalies de surcompaction des niveaux situés sous les surfaces d'érosion.

2) Pour chaque cas étudié, j'ai relevé la localisation du point nul, la valeur du rapport d'inversion et celle du rejet vertical inverse lié à l'inversion structurale. Ces résultats ont été reportés en carte afin d'étudier l'évolution latérale des déformations.

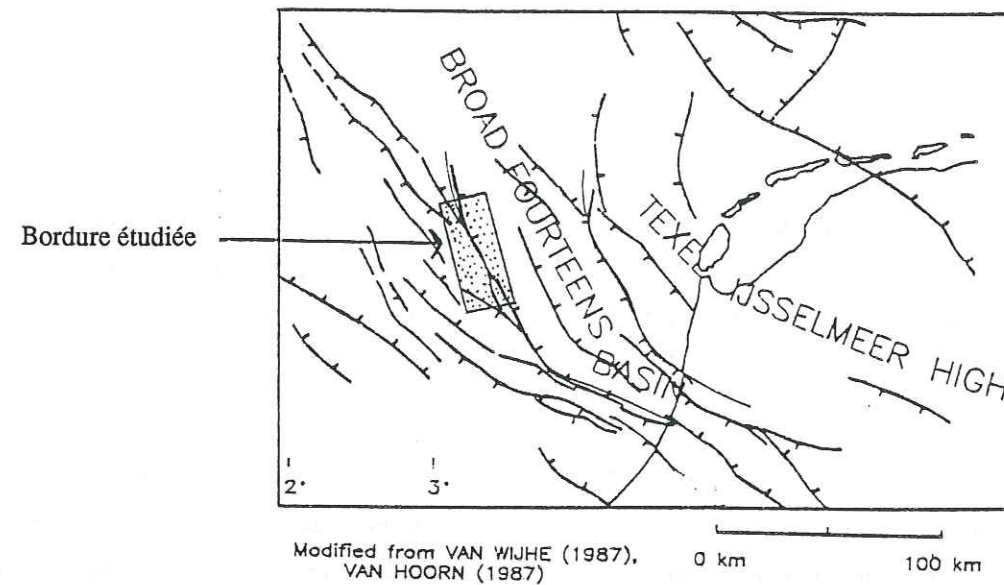


Figure 60 : Extrait du schéma structural du Broad Fourteens Basin à la base du Crétacé (d'après van Wijhe, 1987)

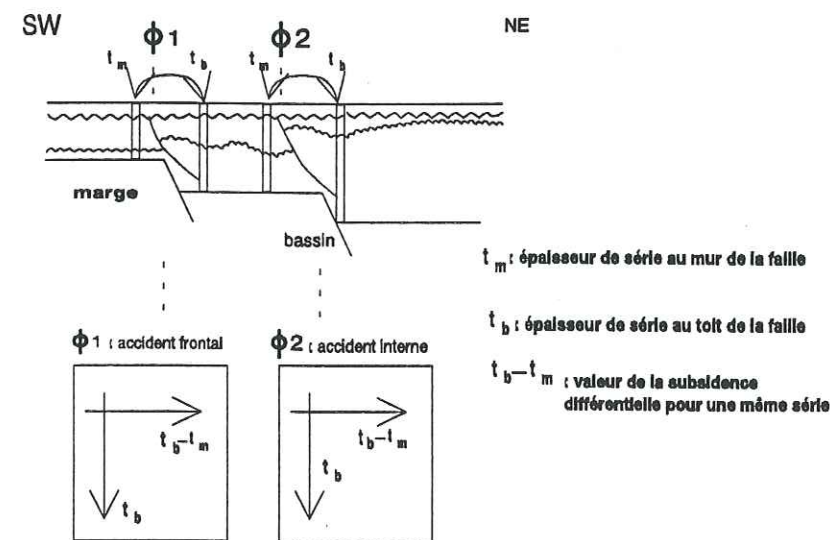


Figure 61 : Coupe schématique de la bordure SW du Broad Fourteens Basin montrant les deux accidents Φ1 et Φ2 étudiés dans ce chapitre.

1. Situation géologique

Un diagramme "d'analyse de la subsidence différentielle" a été tracé pour chacun des deux accidents Φ1 et Φ2 (fig. 61), lorsque c'était possible, pour une vingtaine de profils sismiques sériés.

Pour tout ce travail, je me suis assurée que les faciès de part et d'autre des accidents étudiés étaient équivalents (vérifications aux puits), et que par conséquent, la différence ($\vec{T}_b - \vec{T}_m$) était significative uniquement du jeu différentiel de part et d'autre de l'accident.

2. Ampleur des érosions et anomalies de surcompaction

La reconstitution des séries érodées a été abordée de deux façons différentes :

- par l'analyse des anomalies de surcompaction d'une formation antérieure aux événements érosifs, qui a permis d'établir des cartes quantifiant les différentes érosions,
- par l'analyse de la géométrie des corps sédimentaires du Crétacé (chapitre II).

2.1 Méthode de l'analyse des anomalies de surcompaction des argiles du Trias inférieur

Cette analyse a été effectuée pour les argiles du Trias inférieur (Main Claystones), formation lithologique homogène antérieure aux événements érosifs étudiés. Pour ce travail, H. Trichon et moi-même avons consulté conjointement les diagraphies soniques d'une soixantaine de puits de la région du Broad Fourteens Basin. L'analyse des données, en utilisant la méthodologie rappelée dans le chapitre III.3 1ère partie, a en revanche été détaillée par H. Trichon. Sa démarche et les résultats qu'il a obtenus seront brièvement rappelés.

Au cours de son évolution géologique mésozoïque, le Broad Fourteens Basin a subi deux phases d'érosion intense d'origine différente :

- l'une semble liée à la formation du bassin et a surtout affecté ses bordures, on l'attribue aux événements cimmérien moyen et cimmérien tardif.
- l'autre est liée à une série d'inversions structurales au Crétacé supérieur. Elle a surtout affecté le contenu sédimentaire du bassin.

Si l'enfouissement postérieur à l'une ou à l'autre de ces phases d'érosion reste inférieur à l'enfouissement maximal avant érosion, alors les sédiments situés sous la ou sous les surfaces d'érosion présentent des anomalies de compaction. Ces anomalies décelées dans les argiles du Trias inférieur peuvent correspondre soit à l'un de ces deux événements, soit à un effet combiné des deux. L'examen des séries sédimentaires dans lesquelles est implanté le puits (examen des surfaces d'érosion et des dépôts manquants), sa localisation structurale lors des deux événements érosifs (marge, bords ou centre du bassin) permettront d'estimer la part relative de chaque phase (fig.62). A partir de ces critères, H. Trichon a proposé une classification des puits du Broad Fourteens Basin selon l'évolution de leur enfouissement depuis le Trias. Cette classification détaillée ci-dessous concerne plus particulièrement leur comportement au Jurassique supérieur et au Crétacé supérieur, comme le schématise la figure 62.

Puits de type A :

L'enfouissement maximal du Trias, et par conséquent la compaction maximale des sédiments correspondants, a été atteint pendant le Crétacé. Partiellement érodés au Crétacé supérieur, les séries triasiques sont actuellement à nouveau en cours d'enfouissement. Cependant, l'enfouissement actuel reste inférieur à l'enfouissement atteint au Crétacé. Les anomalies de surcompaction mesurées dans les sédiments du Trias des puits de type A sont représentatives de la quantité de sédiments érodés lors de l'inversion structurale crétacé supérieur du bassin.

Puits de type B :

La compaction maximale des sédiments a été atteinte au Jurassique. Partiellement érodés lors des événements cimmérien tardif et moyen et lors de l'inversion structurale, les sédiments triasiques sont actuellement à nouveau en cours d'enfouissement, cependant, l'enfouissement actuel reste inférieur à l'enfouissement maximal jurassique. Il en résulte une anomalie de surcompaction par rapport à la profondeur actuelle d'enfouissement représentative des érosions cimmérien tardif et cimmérien moyen.

Puits de type C

L'enfouissement maximal des sédiments triasiques de ces puits n'est atteint qu'actuellement. Il n'y a donc pas d'anomalie de compaction des sédiments triasiques par rapport à leur profondeur actuelle d'enfouissement. Les puits de type C permettent d'obtenir la loi normale de compaction (fig. 28).

Dans le cas où l'une des érosions prédomine, on a pu quantifier sa valeur (corrigée de l'enfouissement postérieur). Deux cartes ont ainsi été élaborées. L'une documente l'érosion liée à l'inversion structurale du Crétacé supérieur (fig. 63.a), l'autre l'érosion liée aux événements cimmérien moyen et cimmérien tardif (fig. 63.b).

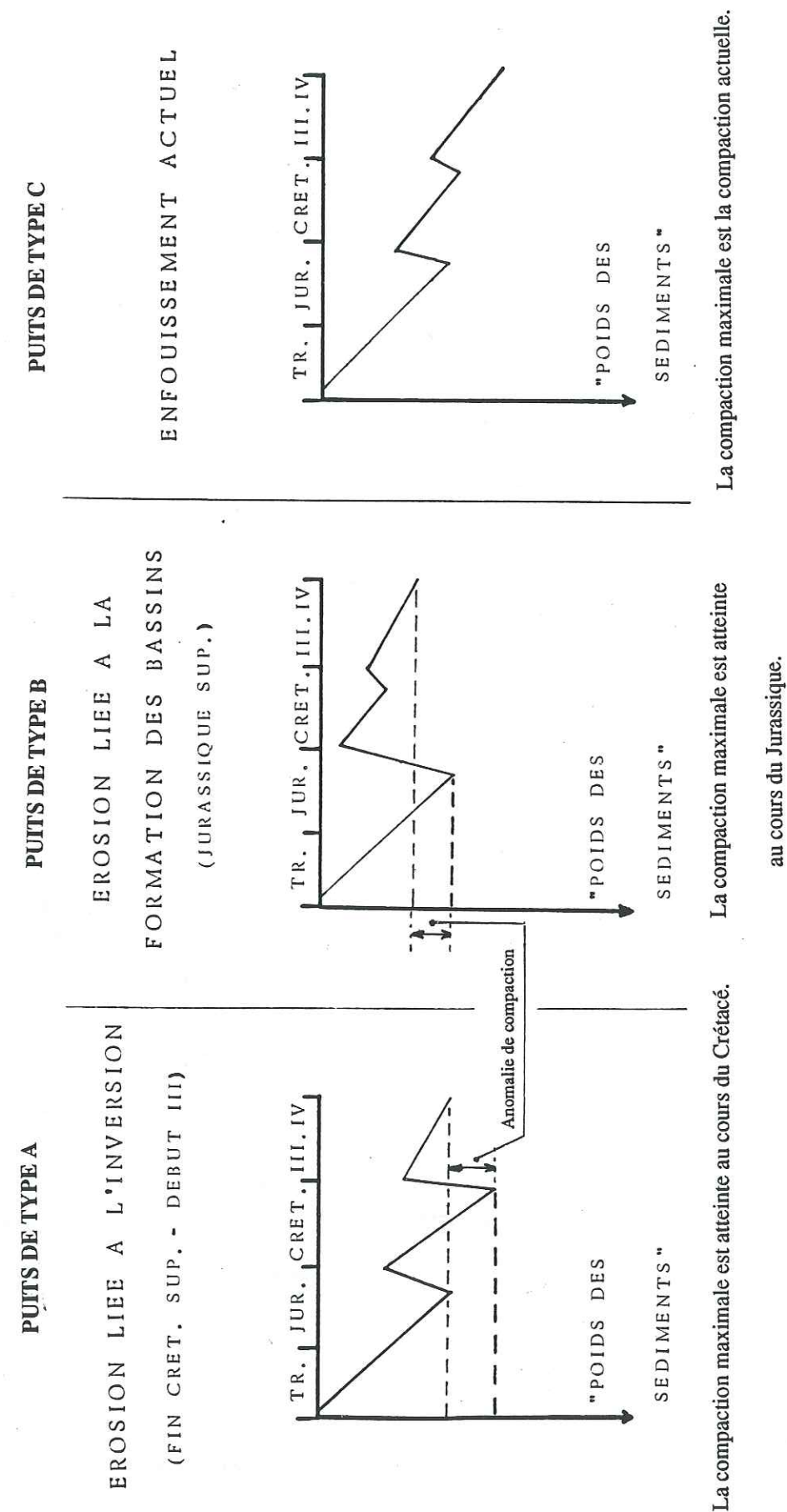


Figure 62 : Classification des puits du Broad Fourteens Basin selon l'histoire de l'enfouissement des sédiments depuis le Trias (d'après H. Trichon).

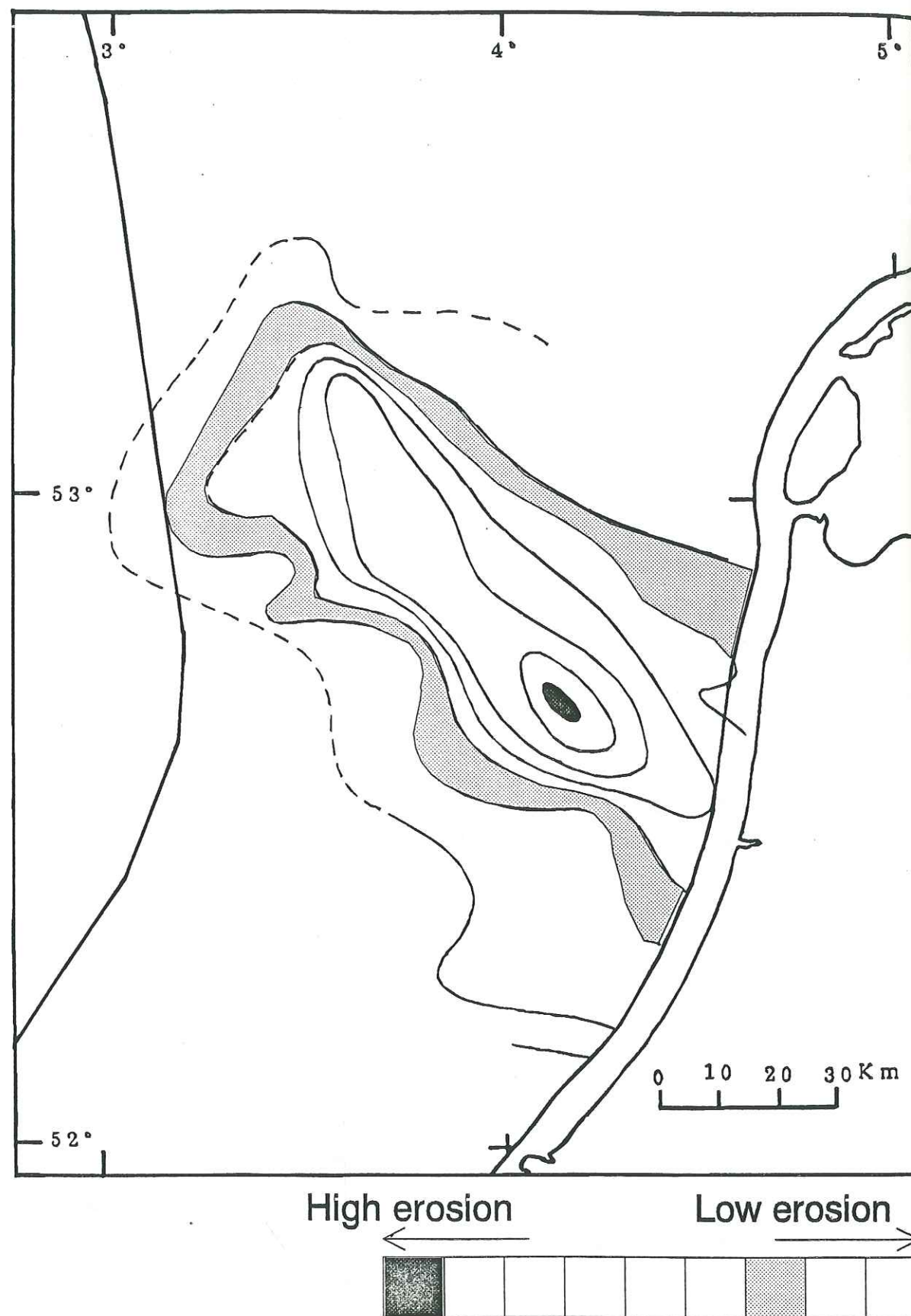


Figure 63.a : Carte quantifiant les épaisseurs érodées lors de l'inversion structurale du Crétacé supérieur (d'après H. Trichon, 1990).

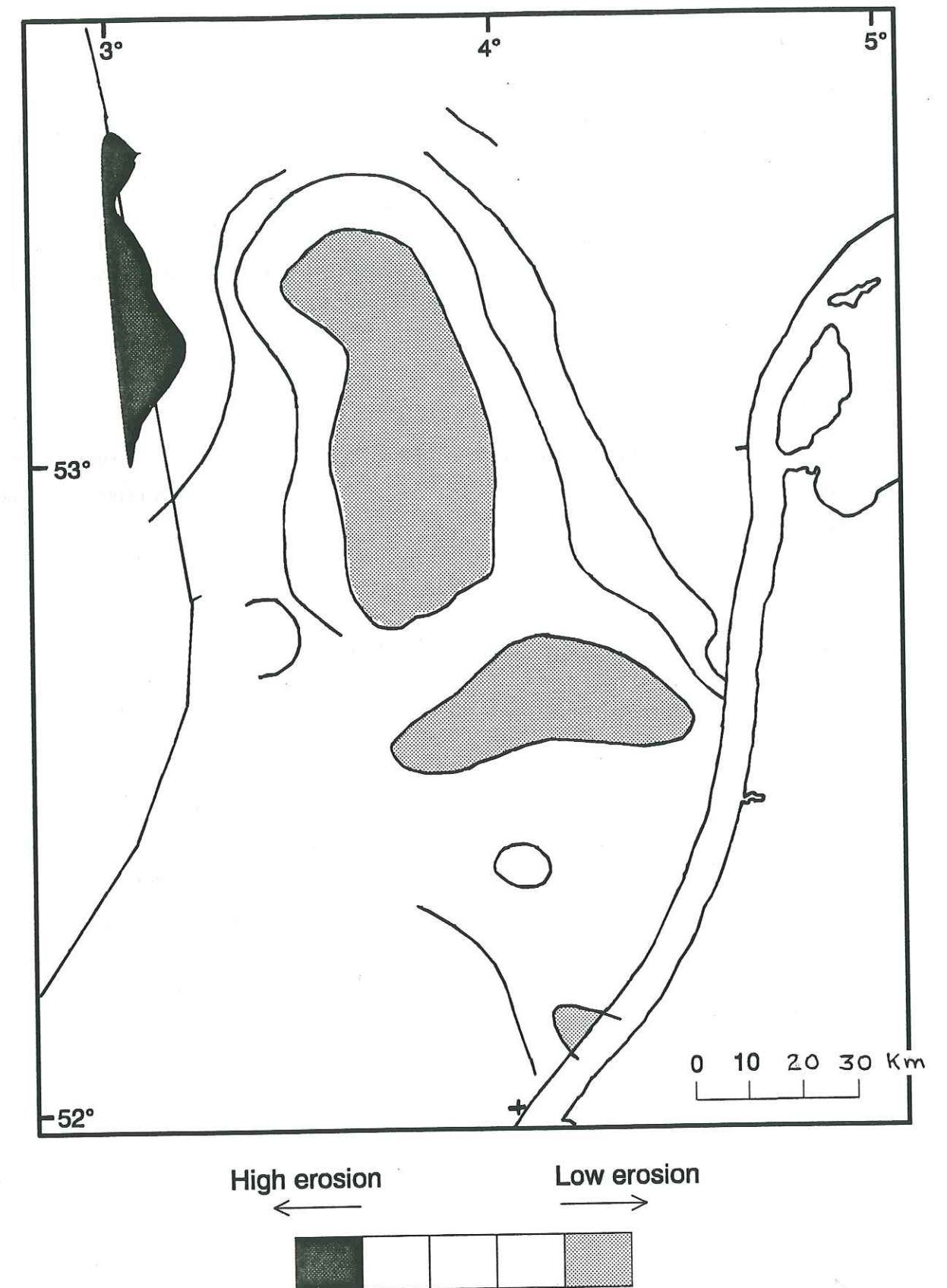


Figure 63.b : Carte de l'épaisseur des séries érodées durant les événements cimmérien moyen et cimmérien tardif (d'après H. Trichon, 1990).

Les zones où l'anomalie de compaction peut être associée aussi bien à l'un ou l'autre des événements érosifs sont détaillées par H. Trichon (thèse à paraître). Sur la bordure étudiée (fig. 60), la majorité des puits documente l'érosion liée aux événements cimmérien moyen et cimmérien tardif (puits de type B). Par conséquent, la carte des épaisseurs érodées y est bien contrainte, mais au contraire, celle des épaisseurs érodées lors de l'inversion structurale du Crétacé supérieur ne l'est pas. Pour minimiser les erreurs d'interprétation, je n'aurai donc recours dans ce chapitre qu'au document qui reconstitue les épaisseurs globales érodées lors des événements cimmérien tardif et cimmérien moyen (fig. 63).

2.2. Incertitudes

Les incertitudes concernent la reconstitution des épaisseurs érodées, d'une part lors de l'inversion du Crétacé supérieur et d'autre part lors des événements cimmérien moyen et cimmérien tardif.

2.2.1. Incertitudes sur la valeur de l'érosion cimmérienne

La précision sur la valeur de l'anomalie d'enfouissement brute (fig. 28) estimée par H. Trichon est de ± 300 m.

En ce qui concerne la carte des valeurs des épaisseurs érodées lors des événements cimmérien tardif et cimmérien moyen (fig. 63), elle est, comme on l'a déjà noté bien contrainte sur quasiment toute la zone étudiée par une majorité de mesures documentant effectivement l'érosion cimmérienne. L'incertitude est donc mineure. En revanche, au Sud de la bordure étudiée, les puits sont des puits de type C (classification H. Trichon) et on ne peut pas quantifier les érosions liées à l'inversion structurale ou aux événements cimmériens. Des erreurs d'estimation de l'épaisseur des séries érodées peuvent exister. J'ai tenté de les minimiser en m'appuyant sur l'étude du contexte géologique local à partir de l'analyse de profils sismiques sériés.

2.2.2. Incertitudes sur la valeur de l'érosion liée à l'inversion structurale du Crétacé supérieur

Pour minimiser les épaisseurs à reconstituer le long des coupes choisies, et par conséquent réduire les incertitudes, j'ai travaillé dans les zones les mieux préservées de l'érosion crétacé supérieur, c'est-à-dire dans les synclinaux crétacés situés à l'Est des anticlinaux associés au jeu inverse de la faille

étudiée (fig. 61). Ceci revient à ne prendre en compte que les phénomènes de longueur d'onde supérieure à celle des plis développés dans la couverture, et en outre de s'abstraire des erreurs d'interprétations fréquentes liées à l'existence de nombreux artefacts sur les images sismiques à proximité des accidents tectoniques.

3. La reconstitution de l'évolution du bassin pendant les périodes dont l'enregistrement sédimentaire a été "effacé" par les érosions

L'étude précédente m'a permis de quantifier l'ampleur des érosions. Ceci signifie qu'on dispose maintenant pour tracer des diagrammes d'analyse différentielle de la valeur de l'ordonnée (épaisseur de la colonne lithologique en pied de faille) et de celle de l'abscisse (estimation de la subsidence différentielle entre le mur et le toit de la faille) pour chaque période du Trias au Quaternaire. Cependant, si les épaisseurs totales de séries érodées de part et d'autre de la bordure étudiée sont connues et assez bien contraintes, l'évolution de la subsidence au Jurassique et l'évolution de la subsidence (ou surrection) au Crétacé supérieur ne le sont pas puisque tout ou la majeure partie du message sédimentaire a été érodé. Pour choisir parmi ces nombreux "chemins" envisageables (fig. 64), seuls les arguments liés à une bonne connaissance de la géologie régionale, ou liés aux modèles géodynamiques applicables au bassin considéré permettent de proposer une évolution géologique fondée. En outre, la comparaison de profils sismiques sériés permet de dégager un schéma tectonique cohérent. (épaisseur de la colonne lithologique en pied de faille) et de celle de l'abscisse (estimation de la subsidence différentielle entre le mur et le toit de la faille) pour chaque période du Trias au Quaternaire. Cependant, si les épaisseurs totales de séries érodées de part et d'autre de la bordure étudiée sont connues et assez bien contraintes, l'évolution de la subsidence au Jurassique et l'évolution de la subsidence (ou surrection) au Crétacé supérieur ne le sont pas puisque tout ou la majeure partie du message sédimentaire a été érodé. Pour choisir parmi ces nombreux "chemins" envisageables (fig. 64), des arguments liés à une bonne connaissance de la géologie régionale, ou liés aux modèles géodynamiques applicables au bassin considéré permettent de proposer une évolution géologique. En outre, la comparaison de profils sismiques sériés permet de dégager un schéma tectonique cohérent.

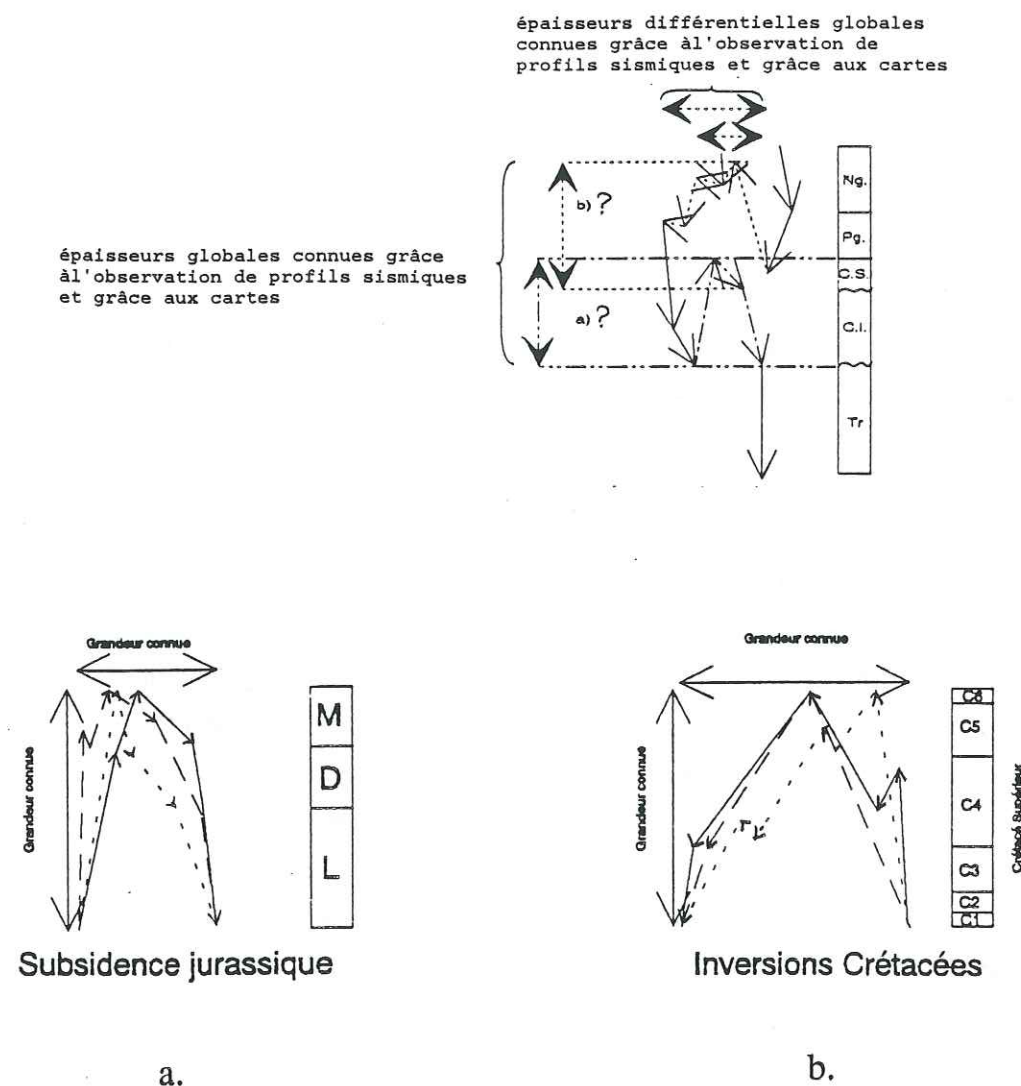


Figure 64 : a) Extrait d'un diagramme d'analyse de subsidence différentielle montrant trois évolutions possibles de la bordure SW au Jurassique. Seules la subsidence globale du Jurassique au pied du système de failles étudié et la subsidence différentielle totale du Jurassique de part et d'autre de ce système de failles sont connues (étude des anomalies de surcompaction et analyse des corps sédimentaires).

b) Extrait d'un diagramme d'analyse de subsidence différentielle montrant trois évolutions possibles de la bordure SW au Crétacé supérieur. Seules la subsidence globale (ou surrection) du Crétacé supérieur au pied du système de failles étudié et la subsidence différentielle (ou surrection) totale du Crétacé supérieur de part et d'autre de ce système de failles sont connues (étude des anomalies de surcompaction et analyse des corps sédimentaires).

3.1. La période jurassique

3.1.1. Période du Jurassique inférieur/moyen

L'étude de profils sismiques dans des zones où le Lias a été préservé montre qu'il s'épaissit de moins de 10 % par km, des marges vers le centre du bassin. Les cartes isopaques publiées par Ziegler (1982) montrent cette même tendance. J'ai utilisé cette évaluation pour reconstituer les séries liasiques érodées soit lors des événements cimmérien tardif et cimmérien moyen sur les marges, soit lors de l'inversion structurale au centre du bassin. Pour le Broad Fourteens Basin, on supposera, suite à l'observation de nombreux profils sismiques que l'épaississement du Jurassique moyen est du même ordre de grandeur que celui du Lias.

Il faut cependant être prudent et signaler qu'il existe dans le Nord du Broad Fourteens Basin des failles dont l'activité plus précoce entraîne localement un épaississement des dépôts du Jurassique inférieur/moyen bien supérieur à 10 %. Ceci pourrait être expliqué par :

- une zone de transfert entre le Central Graben et le Broad Fourteens Basin. Cette zone, qui semble avoir été très mobile à toutes les époques a pu subir l'influence de l'extension plus précoce du Central Graben (aalenienne à bajocienne d'après Ziegler, 1982),
- la présence d'évaporites, dont l'important épaississement vers le Nord favorise le développement de failles liées à l'évolution de coussins de sel permien ou triasique (fig. 40).

3.1.2. Période du Jurassique supérieur

Le message sédimentaire jurassique supérieur étant inexistant sur les marges, seuls les arguments liés aux modèles géodynamiques permettent de trancher : soit entre une période de dépôts plus ou moins épais sur toute la région suivie d'une érosion intense des marges, soit une période de dépôts limités au bassin.

Dans la plupart des modèles géodynamiques d'extension (Beaumont, 1978 ; McKenzie, 1978 ; Royden et Keen, 1980 ; Wernicke, 1985 ; Coward, 1986...), la surélévation des marges du rift intervient relativement tôt après l'étirement initial. Ainsi, si on date la phase d'étirement maximum du Broad Fourteens Basin comme Jurassique supérieur (Ziegler, 1982), on peut supposer qu'il n'y a pas eu de dépôt sur les marges alors surélevées du bassin, conformément à l'évolution proposée dans les modèles géodynamiques (p. 17 à 22).

Cette évolution a été choisie et appliquée pour la faille bordière (Φ_1) entre la marge et le bassin.

Pour la faille plus interne (Φ_2), j'ai retenu que l'extension jurassique supérieur était au moins aussi forte que celle du début du Crétacé. C'est en effet ce que l'on peut observer à partir de l'examen de profils sismiques dans les zones où le Jurassique supérieur n'a pas été complètement érodé (fig. 65 et 67).

3.2. La période du Crétacé supérieur

Le travail de H. Trichon dans des zones où le Crétacé supérieur a été partiellement préservé a permis de préciser l'évolution de l'inversion et le type d'érosions induites (fig. 56). Grâce à ses observations et aux cartes isopaques qu'il a établies (non publiées), j'ai pu tracer pour chacune des unités définies dans la craie un vecteur représentatif de la situation géologique en cours. Pour les unités C4 et C5 totalement absentes du centre du bassin et rarement préservées sur ses bordures, l'incertitude est telle l'orientation du vecteur n'est contrainte qu'à $\pm 45^\circ$ près. Dans le cas de l'inversion, le vecteur se situe entre les cas limites schématisés sur la figure 66.

Dans le tracé des diagrammes d'analyse de subsidence différentielle, j'ai également tenu compte des remarques de H. Trichon concernant la rapidité de l'érosion : dans la partie Sud du Broad Fourteens Basin, la craie est érodée très rapidement (fig. 65) alors qu'à l'extrémité Nord du Bassin, l'érosion est plus progressive (fig. 67).

3.3. Incertitudes pour la reconstitution de l'évolution du bassin

J'ai tracé de façon simplifiée un diagramme d'analyse de la subsidence différentielle entre le centre et la marge SW du Broad Fourteens Basin (fig. 68). Paradoxalement, ce type de diagramme est mieux contraint et plus facile à élaborer entre le centre du bassin et sa marge, que lors d'une étude de proche en proche des différents accidents. En effet, au centre du bassin, non affecté par l'érosion cimmérienne, toute l'évolution jurassique est connue ; sur la marge où l'érosion liée aux inversions est moindre, les étapes du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur sont déchiffrables dans une série sédimentaire partiellement préservée.

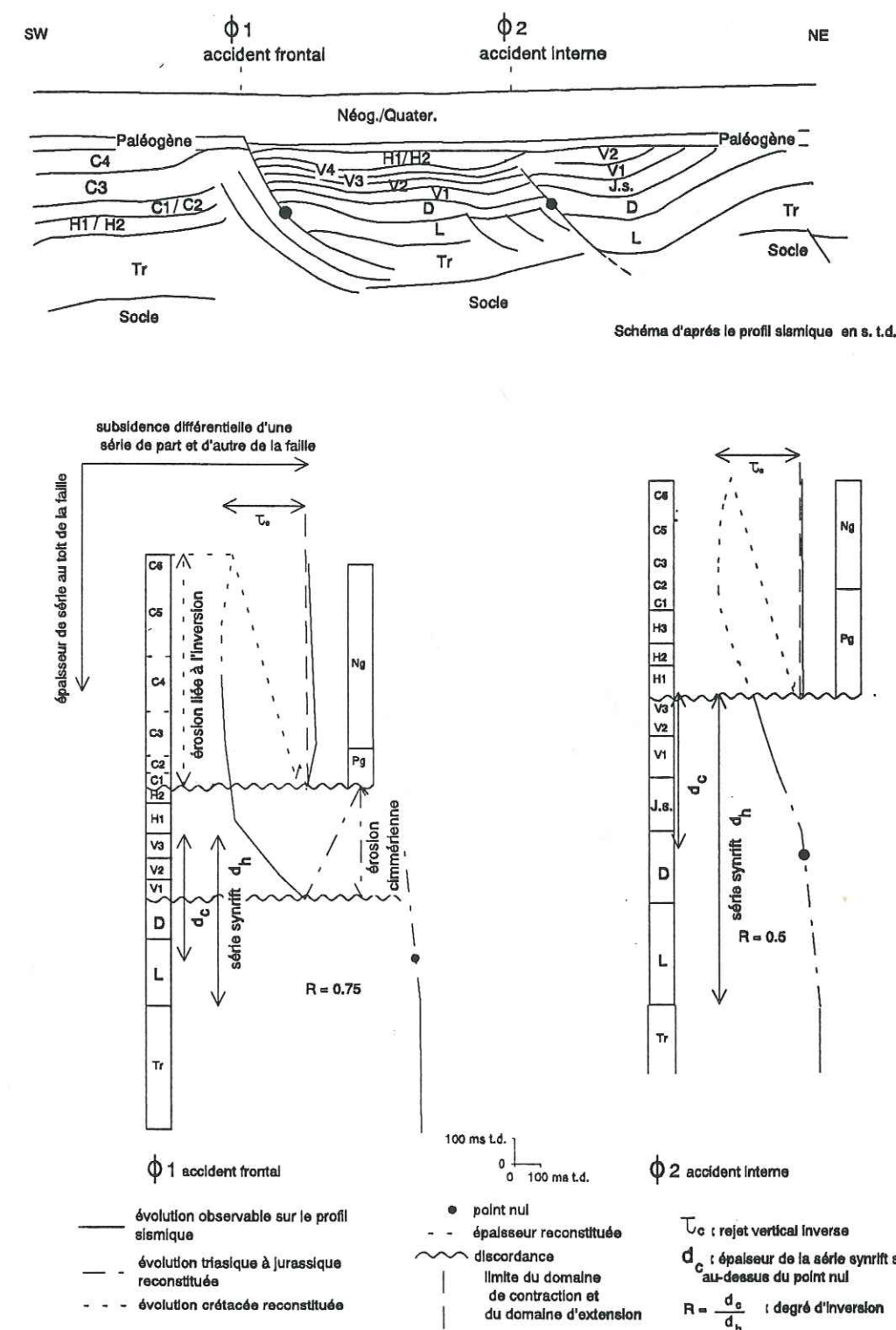


Figure 65 : Diagramme d'analyse de subsidence différentielle le long d'une coupe transverse à la bordure SW (voir localisation fig. 69).

Au contraire, sur la zone de bordure, les deux érosions coexistent impliquant un travail de reconstitution à la fois de l'évolution de la subsidence au Jurassique et au Crétacé supérieur, augmentant les incertitudes liées aux reconstitutions des séries érodées.

Comme on l'a déjà noté au paragraphe 2.2.2 de ce chapitre, la prise en compte des phénomènes de longueur d'onde supérieure à celle des accidents associés à l'inversion minimise les incertitudes sur les reconstitutions de l'évolution de la subsidence du Jurassique et du Crétacé supérieur.

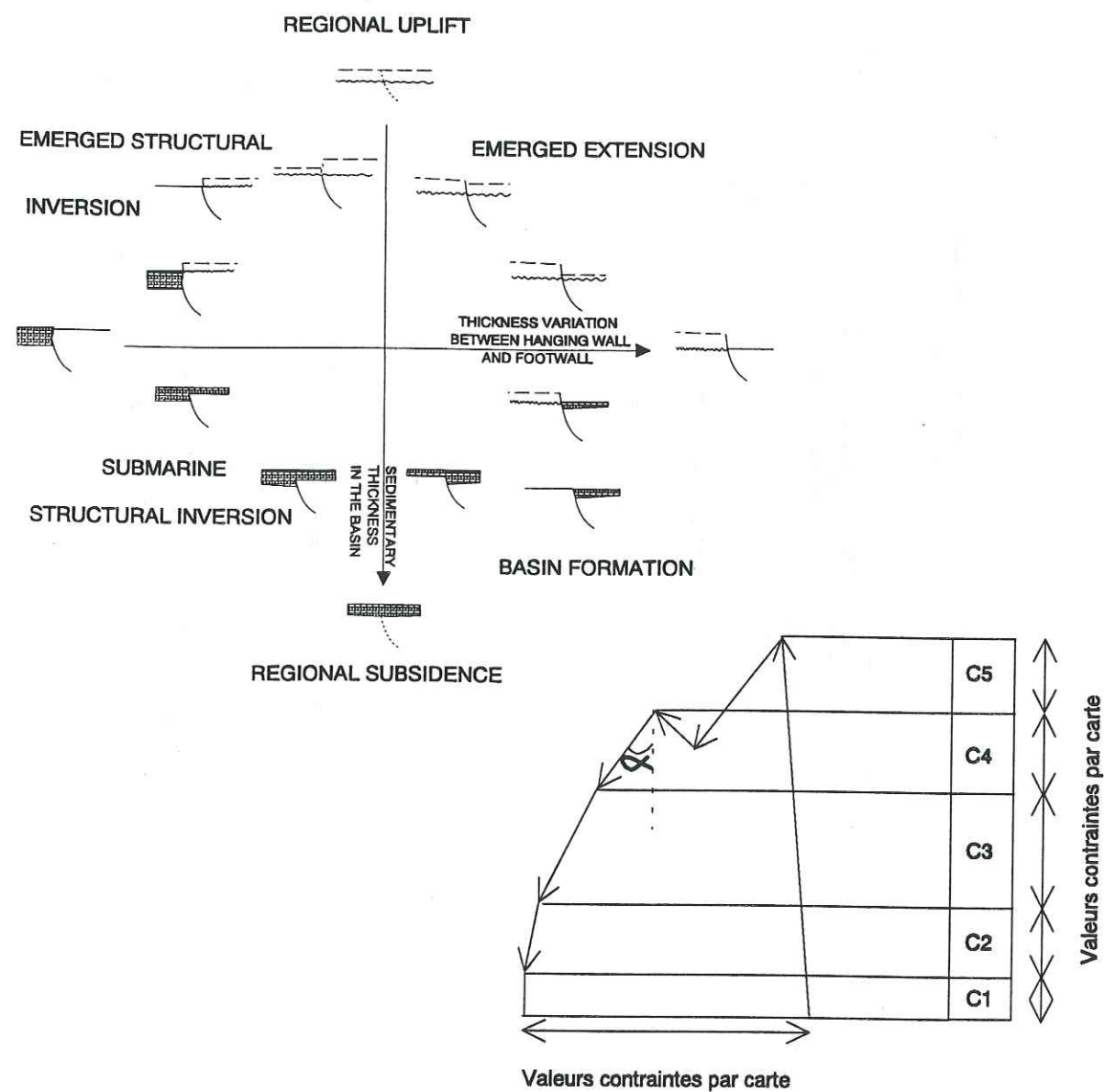


Figure 66 : Représentation de la période d'inversion crétacé supérieur dans les diagrammes d'analyse de subsidence différentielle

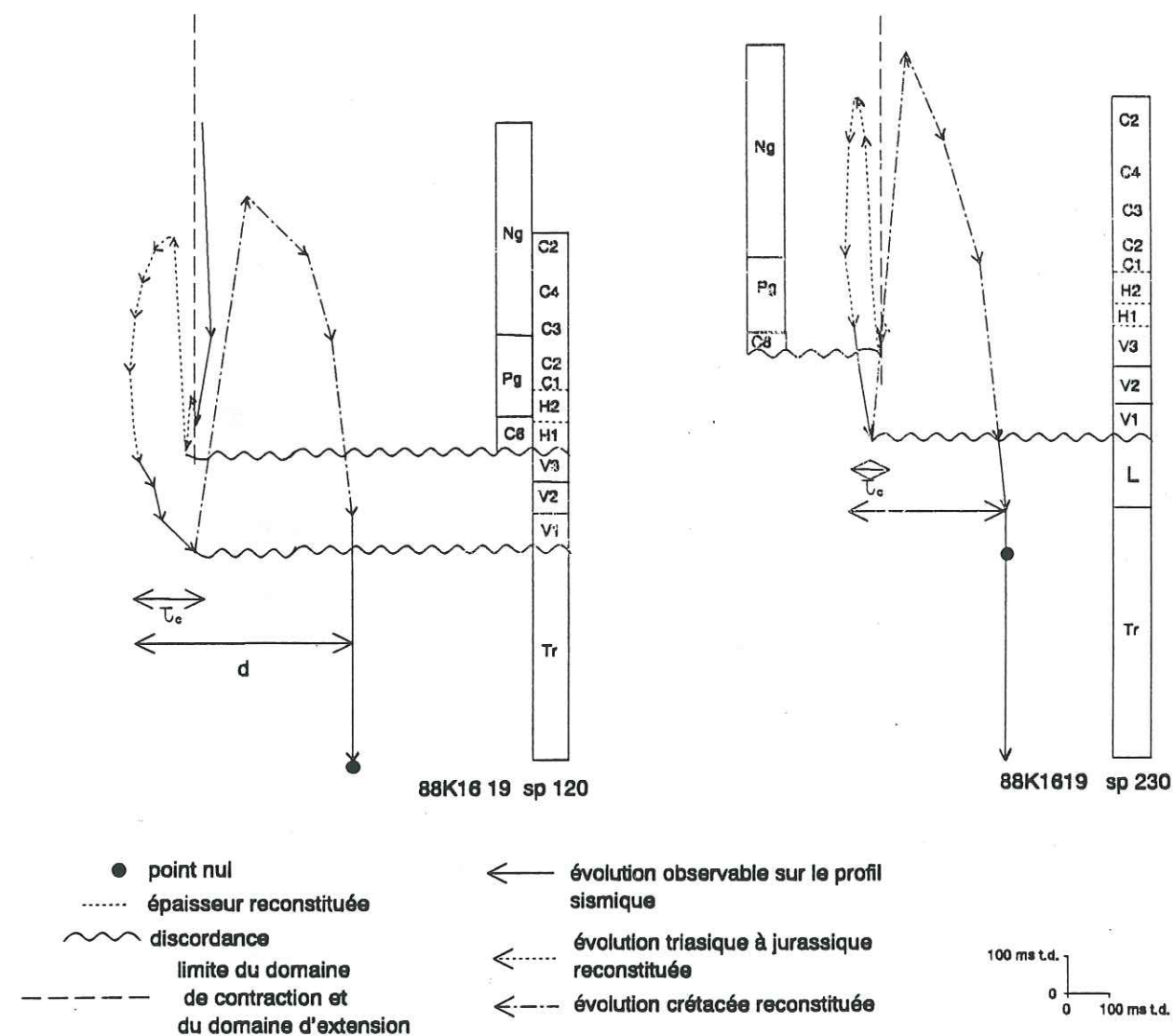


Figure 67 : Diagramme d'analyse de subsidence différentielle pour les deux accidents principaux de la partie septentrionale de la bordure SW (à gauche pour le chevauchement majeur le plus externe Φ_1 , à droite pour l'accident interne Φ_2 , localisation fig. 69).

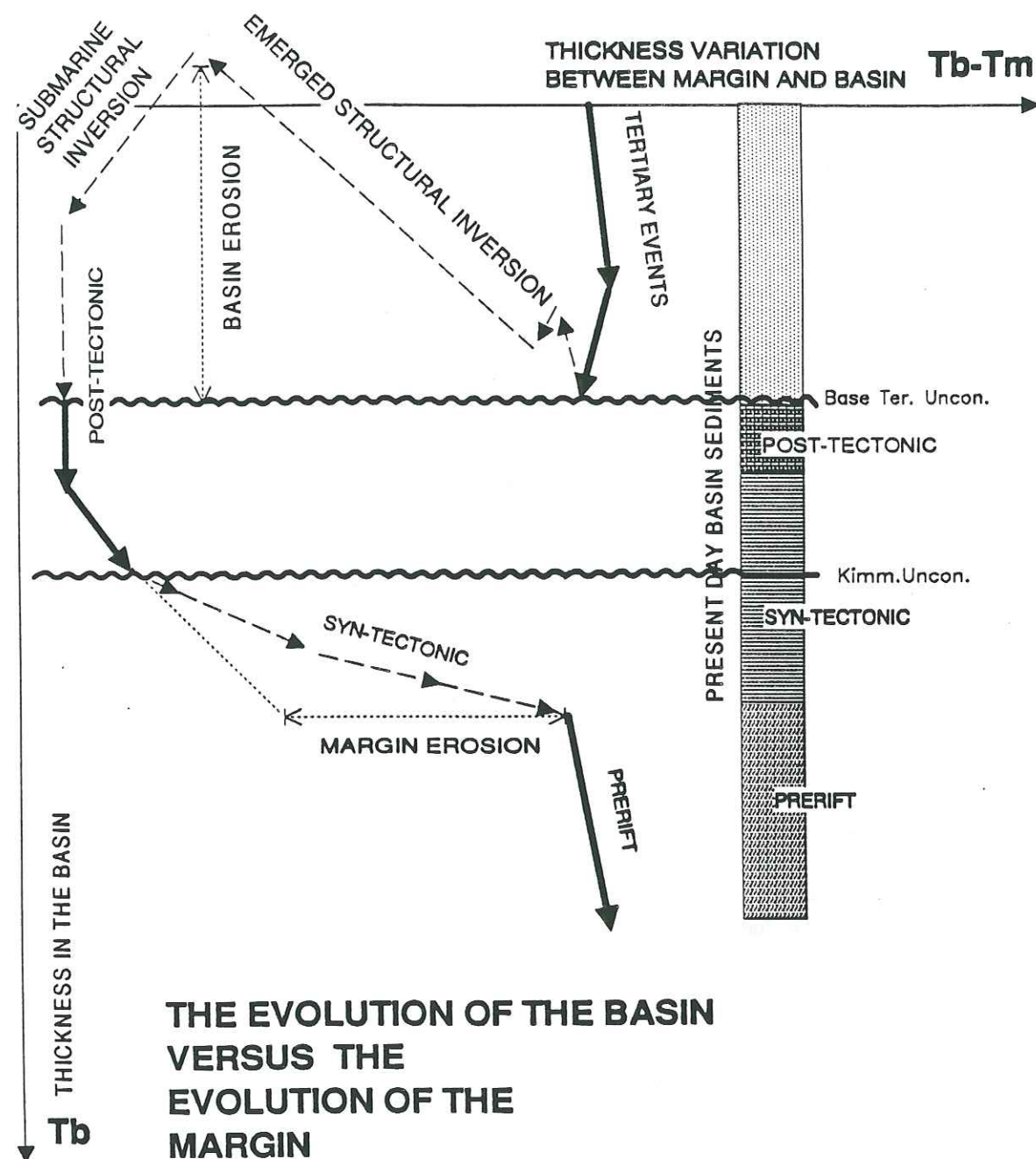


Figure 68 : Diagramme d'analyse de subsidence différentielle schématique entre le centre du bassin et sa marge SW.

4. Les phénomènes tertiaires et quaternaires

Dans le chapitre précédent, on a déjà signalé l'amincissement du Paléogène des marges vers le centre du bassin. La méthode des diagrammes d'analyse différentielle montre que cet amincissement se fait en partie au niveau des failles. Cette constatation, en accord avec l'observation de la carte isopaque du Paléogène et de certaines failles, inverses au début du Tertiaire, confirme que les dépôts paléogènes sont contemporains d'une étape d'inversion structurale de faible intensité.

A partir du Néogène, le bassin subside à nouveau par rapport à ses marges. Cette subsidence différentielle ne paraît pas très importante sur les diagrammes de subsidence différentielle. Mais on a déjà noté au chapitre précédent que cette subsidence était rapide et non négligeable en 25 MA seulement.

5. Analyse de l'évolution de la composante verticale du jeu inverse le long de la bordure SW

5.1. Analyse de l'évolution stratigraphique du point nul et du rapport d'inversion

La localisation du point nul et du degré d'inversion pour chacun des deux accidents des profils sismiques étudiés ont été reportés sur le tracé cartographique de la bordure SW (fig. 69). L'emploi couplé de ces deux outils a été nécessaire pour les raisons suivantes :

- la localisation du point nul résulte uniquement d'une observation et ne peut être possible que pour une structure dont les séries sont partiellement érodées si ce point se situe dans les formations épargnées.
- le degré d'inversion dans le cas d'une structure où les séries sont partiellement érodées ne peut pas être obtenu directement. Il faut l'estimer à partir de reconstitutions des séries érodées. Ces reconstitutions font l'objet d'incertitudes, par conséquent reportées sur l'estimation de (τ_c).

La figure 69 montre que le degré d'inversion augmente du Sud vers le Nord de la bordure étudiée : sa valeur s'accroît de 0,25 jusqu'à 1. Le point nul situé de plus en plus bas dans la série stratigraphique montre cette même tendance.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

L'utilisation du point nul permet donc de contrôler l'ordre de grandeur du degré d'inversion, et, par conséquent, la cohérence de la restitution des épaisseurs érodées. Mais le point nul ne caractérise que le rapport entre la valeur de l'extension et celle de la compression (voir par exemple Fig. 31, p. 62), et j'ai complété cette étude par celle du jeu vertical durant l'inversion.

5.2. L'évolution de la composante verticale du jeu inverse le long de la bordure SW

Le rejet vertical inverse (τ_c) a été estimé graphiquement à partir des diagrammes d'analyse de subsidence différentielle, sa valeur a été reportée en carte pour chaque cas étudié. On constate que :

- (τ_c) estimé sur les accidents frontaux Φ_1 diminue du Sud vers le Nord. Mais dans cette zone septentrionale, l'analyse détaillée des corps sédimentaires a montré que le compartiment situé au toit de l'accident frontal avait été très peu subsident pendant l'activité tectonique du Crétacé inférieur, et que les séries jurassiques y étaient inexistantes suite aux érosions cimmérien tardif et probablement cimmérien moyen. Par conséquent, un rejet vertical inverse très faible a été suffisant pour absorber le jeu normal de l'accident et l'inverser complètement. Ceci explique l'apparente contradiction de l'évolution du degré d'inversion et du rejet vertical inverse.

- (τ_c) est plus fort sur l'accident frontal Φ_1 que sur l'accident interne Φ_2 dans le cas où les deux accidents ont pu être documentés.

- L'évolution de (τ_c) sur les accidents internes ne peut malheureusement pas être exploitée dans le Nord les campagnes sismiques ne couvrant pas cette zone du bassin. Cependant, dans le Nord de la bordure étudiée, le Crétacé inférieur situé à l'aplomb des accidents de socle internes a pu être documenté. En effet, la couverture a été "transportée" lors du raccourcissement (1 à 2 km sur cette bordure) et par conséquent dans le champ d'investigation de la sismique réflexion. L'analyse détaillée des corps sédimentaires, lors de la réalisation des cartes d'extension des dépôts, a montré que la succession des unités du Crétacé inférieur était complète à son toit mais pas à son mur (fig. 43 à 45).

Cette observation, schématisée par la figure 71, argumente une activité subsidente localisée dans la couverture et suggère l'existence d'une faille de socle correspondante importante. Cette faille est documentée par une seule ligne sismique : elle montre actuellement un jeu inverse, prouvant par là que le jeu inverse a été supérieur au jeu en extension. Par conséquent, l'accident Φ_2 qui limite la banquette intermédiaire de la bordure SW paraît être plus inversé au Nord qu'au Sud.

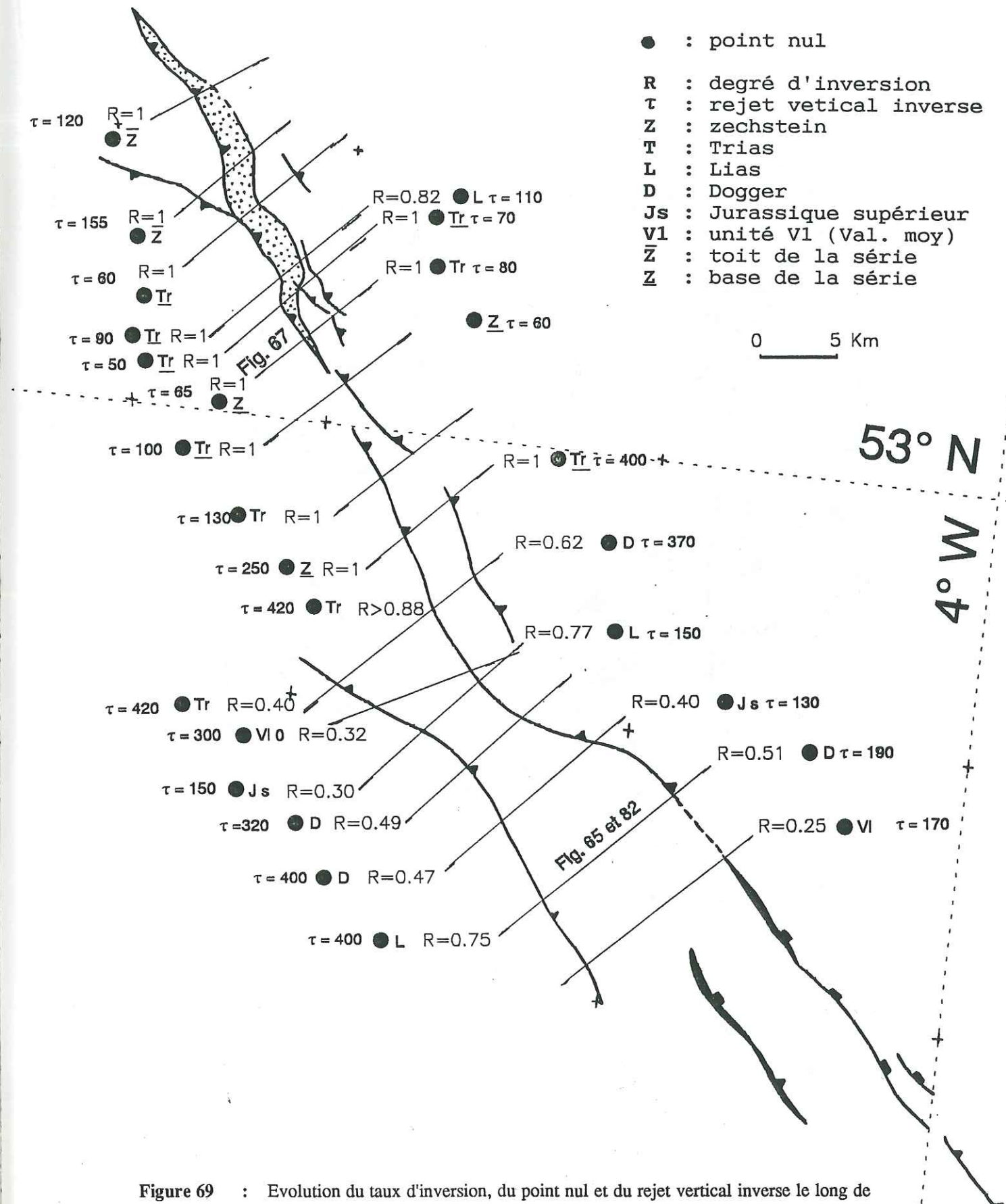


Figure 69 : Evolution du taux d'inversion, du point nul et du rejet vertical inverse le long de la bordure SW du Broad Fourteens Basin (tracé des failles à la base du Crétacé, la zone pointillée correspond à la flèche de chevauchement). (Localisation de cette carte Fig. 60)

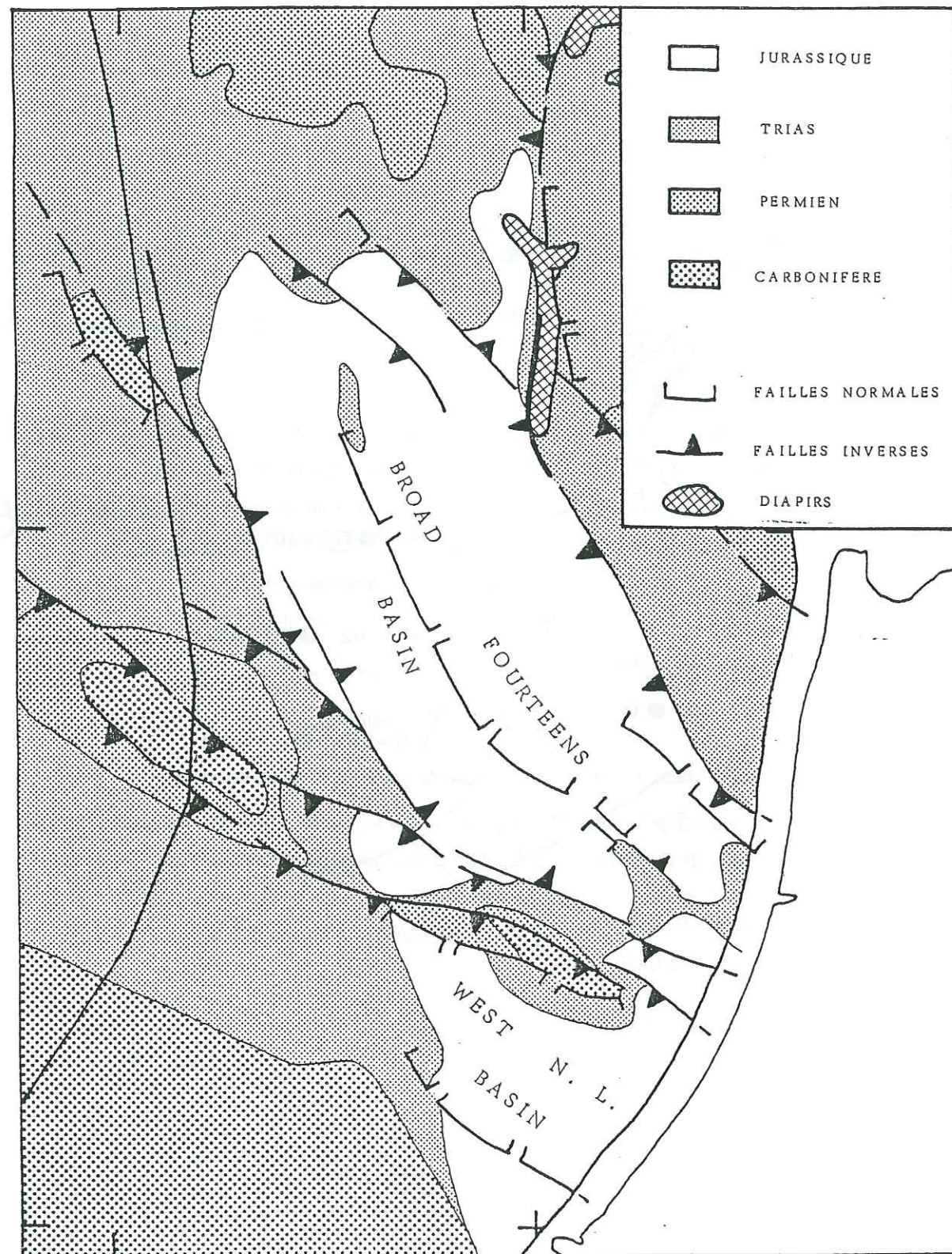


Figure 70 : Schéma structural et écorché à la base du Crétacé (d'après van Wijhe, 1987).

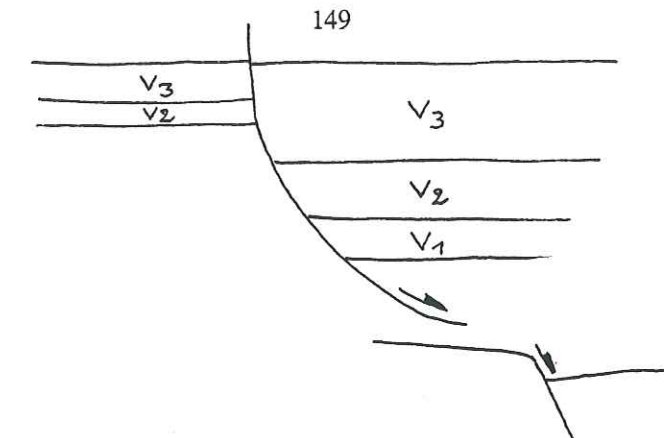


Figure 71 : Coupe schématisant l'accident Φ_2 au Nord de la bordure SW du Broad Fourteens basin pendant la période de subsidence syn-rift du Crétacé inférieur

Récapitulation :

L'étude des mouvements verticaux de la bordure SW du Broad Fourteens Basin à partir de diagrammes d'analyse de subsidence différentielle tracés pour les deux accidents Φ_1 et Φ_2 m'a permis de constater :

- que le degré d'inversion a été plus fort dans le Nord du bassin que dans le Sud. En effet, un écorché réalisé au 1/100 000 à la base du Crétacé, et analogue dans ses grandes lignes à celui de van Wijhe (1987) (fig. 70) montre qu'au Nord du bassin, l'inversion a ramené le Trias à l'affleurement alors que dans la partie Sud du bassin, les séries triasiques ont été épargnées. En revanche, la valeur de l'érosion a été plus forte au Sud qu'au Nord (fig. 63.b). Ces deux évolutions opposées s'expliquent par un bassin avant inversion plus subsident au Sud qu'au Nord.

- que les mouvements d'inversion se répartissent différemment le long des failles limitant la bordure SW du bassin :

- au Sud, une zone où le raccourcissement s'exprime sur l'accident frontal Φ_1 et sur l'accident interne Φ_2 . La subsidence différentielle au Crétacé inférieur et probablement au Jurassique supérieur est très importante dès l'entrée "actuelle" du bassin au niveau de la faille Φ_1 (fig. 72). Le rejet vertical inverse induit par le raccourcissement du Crétacé supérieur n'a cependant pas été suffisant pour inverser totalement la bordure puisque le degré d'inversion varie entre 0.25 et 0.65.

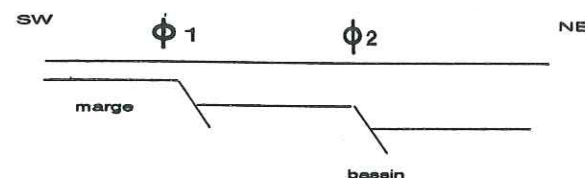


Figure 72 : Reconstitution schématique de la partie méridionale de la bordure SW du Broad Fourteens Basin au Néocomien. La subsidence différentielle s'exprime aussi bien au niveau de l'accident Φ1 qu'au niveau de l'accident Φ2.

au Nord de la bordure SW (fig. 69), une zone où seul l'accident frontal Φ1 est documenté. A son niveau, la subsidence différentielle au Crétacé inférieur a été très réduite (fig. 73). La valeur du rejet vertical inverse estimé est similaire à celle de la subsidence au Crétacé inférieur et, par conséquent, a été suffisante pour ramener le contenu du bassin à son élévation régionale initiale. C'est ce dont témoigne la valeur du degré d'inversion ($R=1$) et la localisation du point nul au niveau du Zechstein ou du Trias. L'analyse du comportement de l'accident interne Φ2 est plus délicate par manque de données. Cependant, des arguments liés à l'analyse détaillée des unités du Crétacé inférieur montre l'importante activité crétacé inférieur de cet accident qui jouait alors le rôle de faille de bordure du bassin. Son inversion totale témoigne d'un jeu vertical inverse très important, au moins équivalent à la subsidence précédente. Ainsi, dans la partie septentrionale de la bordure SW du bassin, il existe une banquette intermédiaire entre la marge et le véritable bassin, zone qui était peu subsidente au cours du Crétacé inférieur et qui a subi une surrection limitée au Crétacé supérieur.

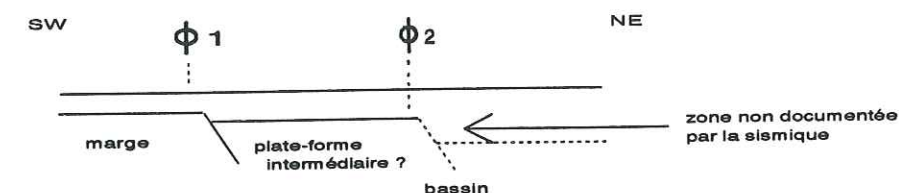


Figure 73 : Reconstitution schématique des accidents Φ1 et Φ2 dans le Nord de la bordure SW du Broad Fourteens Basin. On envisage au Néocomien l'existence d'une banquette intermédiaire peu subsidente entre la marge et le bassin vraiment subsident.

La différence du comportement de ces deux zones, aussi bien lors de l'extension que lors de l'inversion structurale, semble liée à un changement majeur au niveau du socle (direction des accidents, style tectonique).

Pour mieux cerner ce problème, j'ai réalisé dans le chapitre suivant une étude des rapports socle/couverture.

IV - LES STYLES TECTONIQUES

L'étude précédente a permis de mieux cerner la part des mouvements verticaux pour chaque période d'activité du Broad Fourteens Basin. Dans ce chapitre, on s'intéresse plutôt à un aspect descriptif des déformations qui affectent le bassin. On envisage le comportement du socle par rapport à la couverture dans le cas de l'existence d'un niveau de décollement potentiel, puis dans le cas de l'existence d'une composante décrochante des mouvements.

1. Les décollements au sein de la pile sédimentaire

L'observation de séries sédimentaires superposées et mises en contact tectonique par des failles qui se parallélise en profondeur avec des niveaux de faible compétence révèle la présence de plans de décollement au sein du remplissage du Broad Fourteens Basin (Fig.76). Cette particularité conduit à différencier en termes tectoniques la couverture, du socle, formations situées respectivement au-dessus, et au-dessous du niveau de décollement considéré. Dans la suite du texte, les termes couverture et socle garderont cette connotation tectonique.

Dans les cas de tectonique de décollement, les mouvements du socle et ceux de la couverture sont différents. A la verticale d'un point donné du socle, la composante verticale des mouvements s'exprime dans la couverture par des déformations montrant une composante à la fois verticale et horizontale, cette dernière n'étant pas négligeable.

1.1. Influence d'un niveau de décollement sur l'enregistrement sédimentaire d'un événement tectonique

On observe deux types de structures dans le Broad Fourteens Basin selon l'implication ou non d'un niveau de décollement.

1.1.1. Non implication d'un niveau de décollement

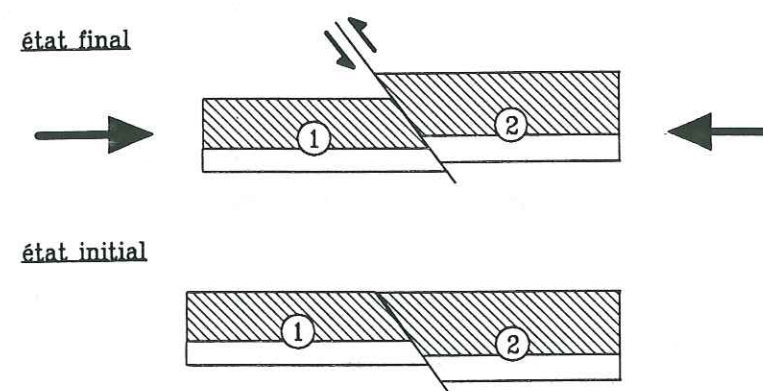


Figure 74 : Réactivation d'une faille normale lors d'une inversion structurale dans le cas où la couverture et le socle sont solidaires.

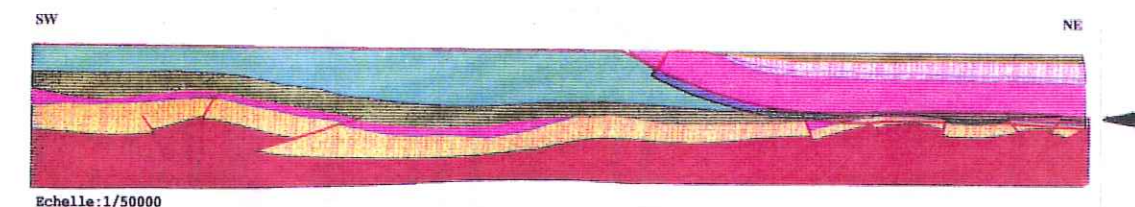
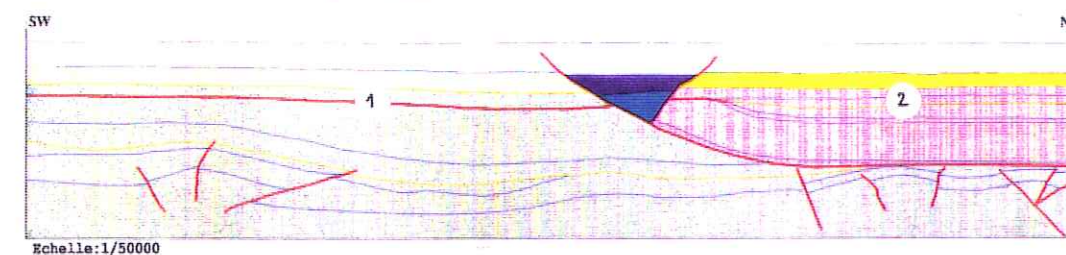
Si la pile sédimentaire ne contient pas de niveau de décollement potentiel, la figure 74 montre que deux blocs seulement (1 et 2) sont impliqués dans les mouvements relatifs survenant lors d'une déformation cassante. Dans chacun d'eux, la couverture et le socle sont solidaires, et la composante différentielle des mouvements verticaux de la couverture exprime ceux du socle. Ce comportement concerne aussi bien les déformations compressives qu'extensives. La figure 95 regroupe 2 interprétations de structures tectoniques du Broad Fourteens Basin pour lesquelles la couverture et le socle pourrait être solidaires et pour lesquelles la subsidence de la couverture reflète directement les mouvements verticaux du socle.

1.1.2. Implication d'un plan de décollement

La figure 75 montre les étapes de rétrodéformation d'une structure chevauchante de la marge SW du Broad Fourteens Basin, dont le décollement est prouvé par forage. Si on introduit seulement deux blocs dans les rétrodéformations successives, on aboutit à une incohérence géométrique : les deux blocs se recouvrent. Ceci révèle la nécessité d'impliquer au moins trois blocs dans les déformations aussi bien compressives qu'extensives, de façon à activer le socle sous le niveau de décollement à la base du bassin (fig.76). Dans un tel cas, les mouvements du socle sous le bassin ne sont que très partiellement reproduits par la couverture sédimentaire. Des différences interviennent pour plusieurs raisons, elles sont répertoriées ci-dessous.

MODELE 1 : SOCLE PASSIF SOUS L'ENSEMBLE DE LA COUPE

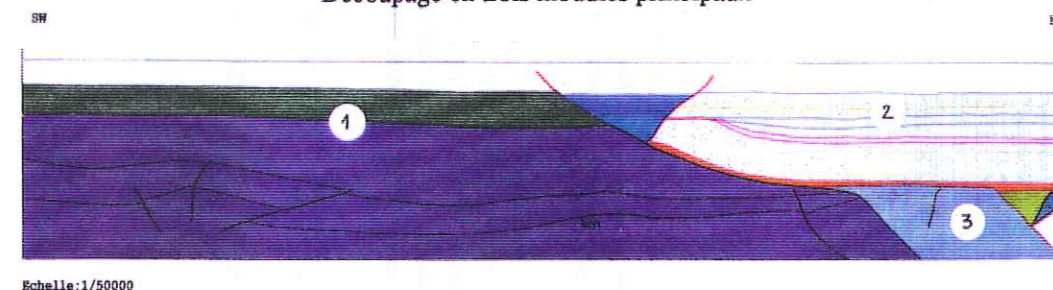
Découpage en deux modules principaux



Deux blocs, l'autochtone (1) et l'allochtone (couverture du bassin) (2) sont impliqués dans la déformation. Dès les premières étapes de la rétrodéformation de cette coupe, on aboutit à une incohérence géométrique: les deux blocs se superposent (entre la zone bleutée et la flèche).

MODELE 2 : SOCLE ACTIF SOUS LE BASSIN

Découpage en trois modules principaux



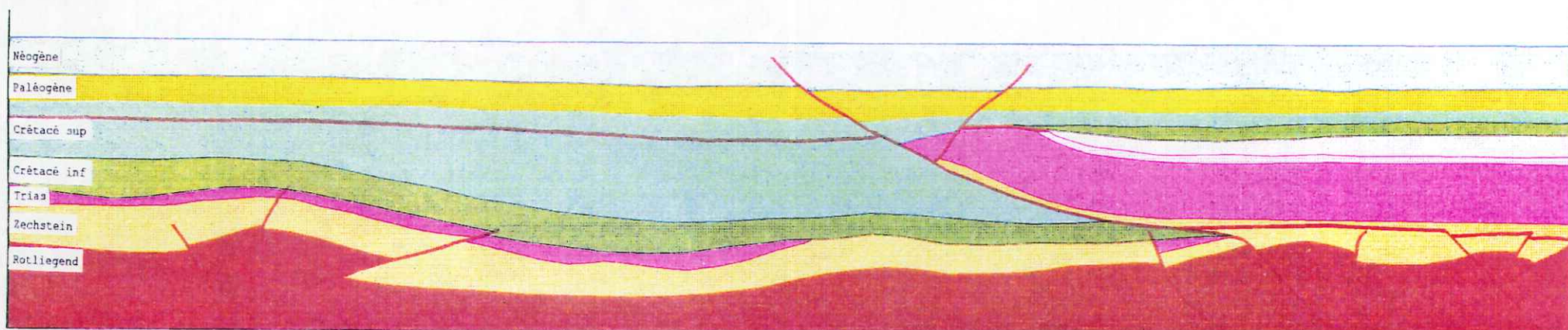
Trois blocs sont impliqués dans la déformation, l'autochtone à l'avant de la rampe du décollement (1); l'allochtone (couverture du bassin) (2), le socle sous le bassin (3). La rétrodéformation de ce modèle est présentée sur la figure 76.

Figure 75 : Influence d'un niveau de décollement sur la déformation d'une structure tectonique

Rétrodéformation du chevauchement de la bordure SW du Broad Fourteens Basin.

SW

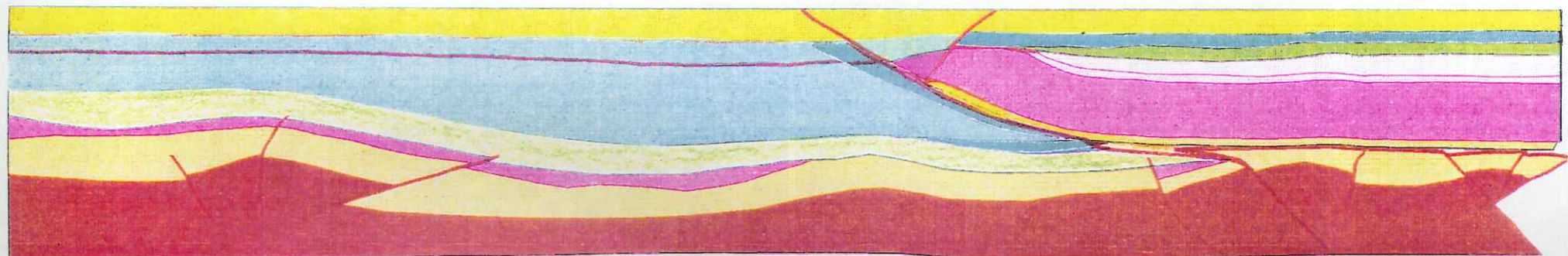
NE



Coupe actuelle : état déformé

3 km

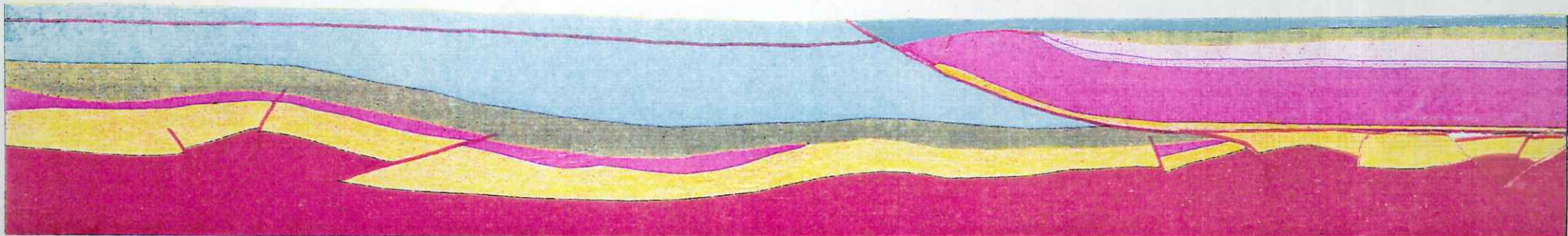
Faible extension de la couverture
et du socle (100 m)



Reconstitution de la coupe avant l'extension tardive

3 km

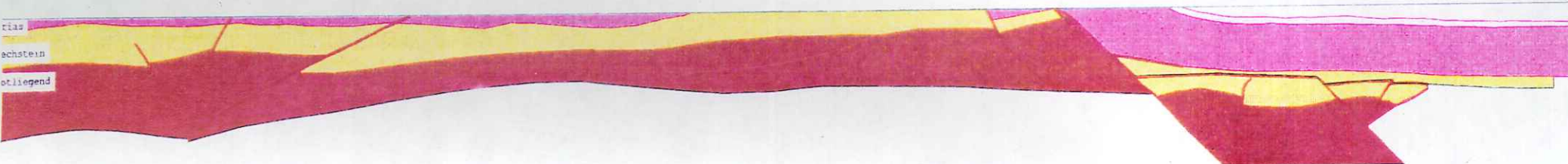
Faible extension de la couverture
Faible raccourcissement du socle



Reconstitution de la coupe avant les déformations modérées
du Paléogène

3 km

Déplacement de la couverture : 3.4 km
Raccourcissement du socle : 700 m



3 km

Géométrie anté-Crétacée après l'événement cimmérien tardif

Géométrie anté-Crétacée après l'événement cimmérien tardif : noter l'importance de l'érosion cimmérien tardif et/ou cimmérien moyen sur cette bordure du bassin (bordure SW). Dans le bassin même une partie du Trias a été érodée et sur la marge, le Permien (Zechstein) a également été localement érodé, notamment au niveau du bloc qui surplombe le bassin.

Figure 76 : Rétrodéformation du chevauchement de la bordure SW du Broad Fourteens Basin. Les blocs situés sous le bassin ont été activés à chaque étape de cet équilibrage réalisé avec le logiciel de coupes équilibrées LOCACE.

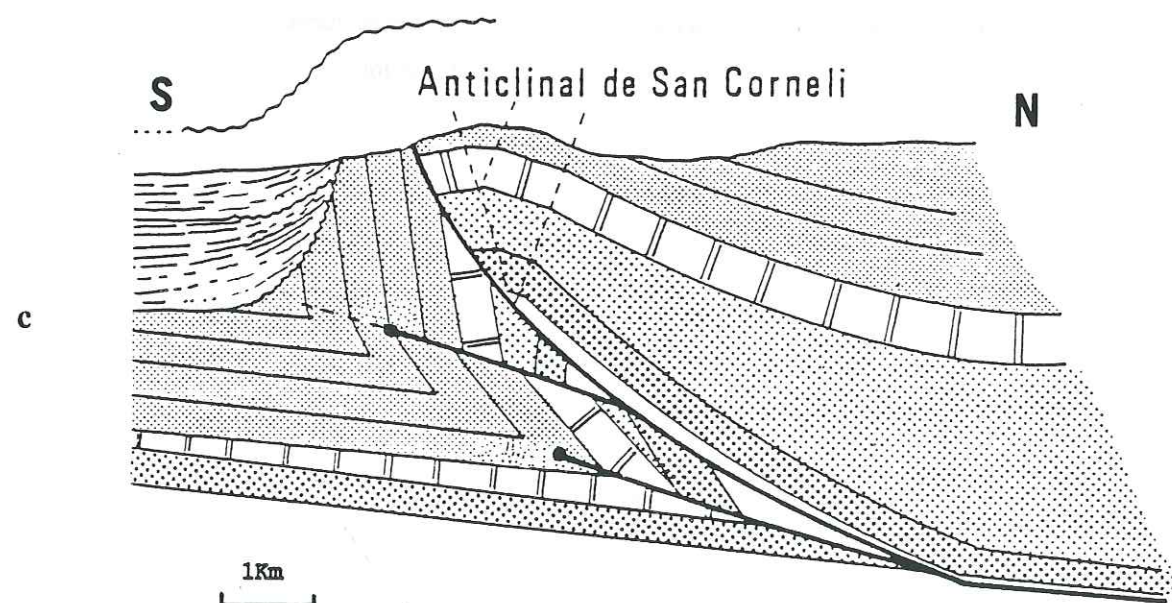
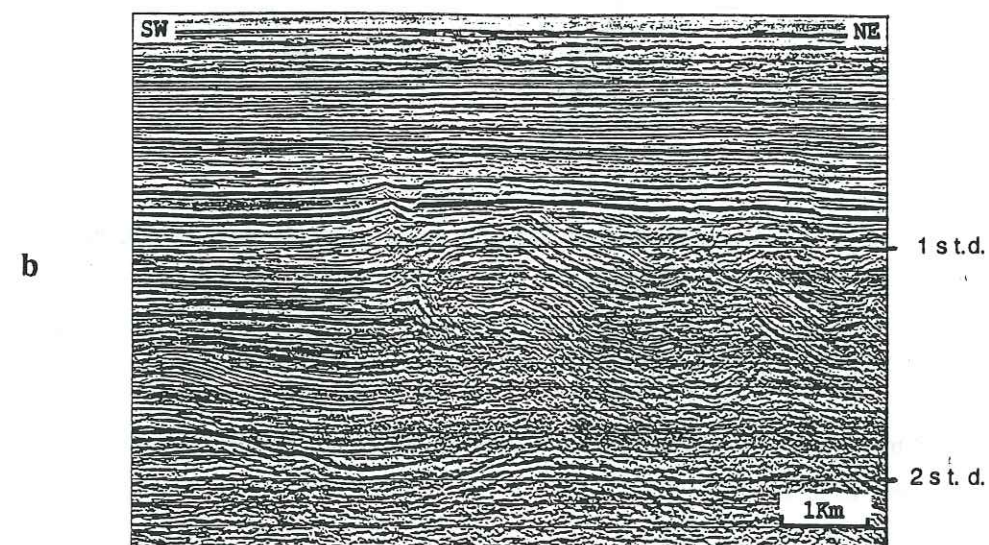
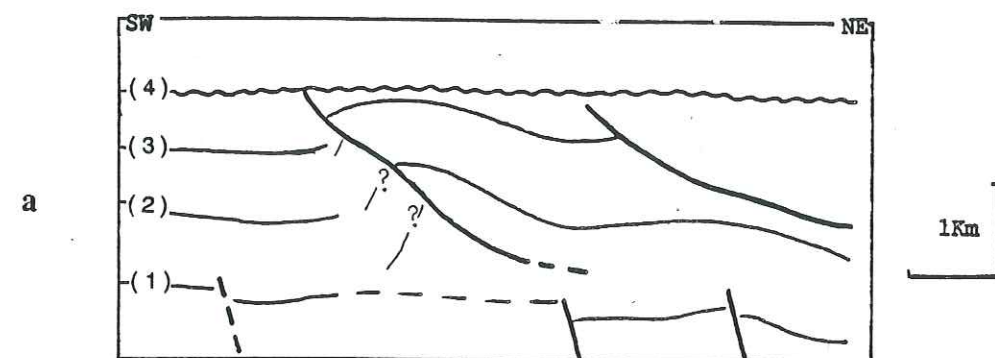


Figure 78: Interprétation d'une structure (a) d'après une comparaison entre les informations obtenues en sismique (b) et la géométrie d'un pli de propagation reconstitué d'après des données de terrain (c).

b) Les plis de propagation

Les plis de propagation se forment lors de l'individualisation d'une discontinuité cinématique (Jamison, 1987). Ils diminuent la flèche du déplacement sur le décollement basal, et constituent ainsi des structures d'amortissement en absorbant une partie du raccourcissement. Des failles normales préexistantes décalant un niveau de décollement ou des variations latérales de sa lithologie peuvent favoriser la formation de telles structures (Mugnier et al., 1990). En outre, ces plis sont fréquemment recoupés par des failles inverses isolant des pseudo-écailles constituées par des couches très redressées. Cette segmentation de l'avant du pli participe également au raccourcissement (Gidon et Mugnier, 1988).

La figure 78c montre un pli de propagation formé à l'aplomb de la bordure méridionale du bassin Sud Pyrénéen puis transporté sur environ 5 km (d'après Specht et al., 1991). Le pli formé à l'aplomb de la bordure SW du Broad Fourteens Basin puis transporté sur environ 2 km (fig. 78b) présente dans ses grandes lignes une géométrie similaire. On peut envisager que celui-ci soit également un pli de propagation dont le déplacement s'amortit dans la craie. L'analogie avec les observations de terrain suggère des géométries possibles pour les structures vues en sismique. Dans le cas d'un pli de propagation, la valeur élevée des pendages et l'existence de pseudo-écailles enracinées frontalement au sein desquelles les contrastes lithologiques ne montrent aucune organisation conduirait à une absence d'organisation des réflecteurs sur les documents sismiques dans ces zones accidentées. Aussi, une interprétation du type de celle proposée par la figure 78a peut être envisagée.

1.1.2.3. Les dépôts contemporains de la déformation d'une couverture décollée

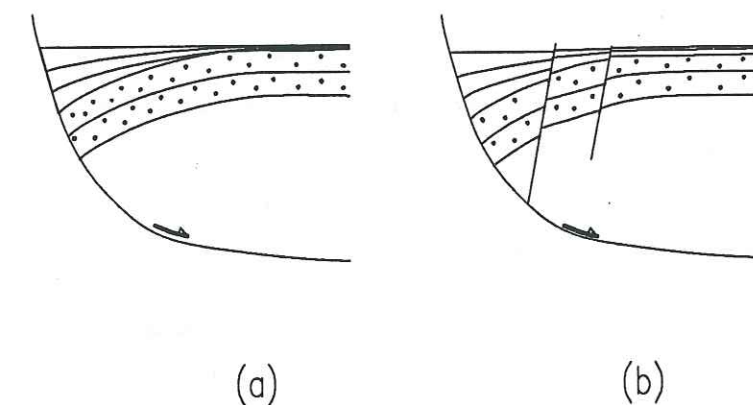


Figure 79 : Déformation de la couverture en roll-over lors d'un allongement. Les dépôts contemporains de l'allongement s'organisent en onlap dans l'espace disponible créé par la déformation de la couverture. a) cas d'une couverture souple; b) cas d'une couverture cassante: des failles antithétiques sont créées.

Lors de sa translation le long d'un plan de décollement, la pile sédimentaire est déformée. Cette déformation influence la répartition et la forme des dépôts contemporains de l'activation du décollement.

Ainsi lors d'un allongement, la couverture se déforme en "roll-over", témoignant de la rotation du compartiment au toit de la faille, au niveau de la plus forte courbure de l'accident (fig. 79a). Si la couverture a un comportement très cassant, de petites failles normales antithétiques ou synthétiques de la faille majeure listrique apparaissent (Gibbs, 1983) (fig. 79b). Ce type de structuration plus complexe affecte fréquemment la couverture décollée du Broad Fourteens Basin : des failles normales récentes antithétiques des accidents majeurs témoignent de l'activation récente des niveaux de décollement (fig. 76).

Dans le cas des déformations compressives liées à l'inversion crétacé supérieur du Broad Fourteens Basin (fig. 56), l'organisation en onlap des dépôts progressivement basculés témoigne également de la formation d'une structure plissée au sein de la couverture décollée.

L'influence de plans de décollement n'a donc pas seulement une incidence sur le style de la déformation (continu ou discontinu), mais également sur la géométrie et sur l'organisation des dépôts sédimentaires contemporains du décollement.

1.2. Extension des niveaux de décollement

Au sein d'une pile sédimentaire, les niveaux évaporitiques constituent des niveaux de décollement potentiels privilégiés (Hobbs et al. 1976) Dans le Broad Fourteens Basin, on repère plusieurs niveaux évaporitiques. Il s'agit de l'anhydrite de l'Anisien (Röt) et de l'anhydrite et de la halite du Zechstein (fig. 80). Leur extension cartographique et leur répartition obliques aux accidents délimitant le Broad Fourteens Basin, permettent de définir trois domaines (fig. 81) :

Domaine 0 : le contenu sédimentaire qu'il délimite ne présente aucun niveau évaporitique. Ce domaine concerne le Sud du Broad Fourteens Basin, zone marginale des bassins triasiques et permien où ne se sont déposés que des faciès sableux ou carbonatés, et la partie la plus septentrionale de ses marges où le Trias et même le Zechstein ont partiellement disparu, suite aux érosions cimmérien tardif et probablement aussi cimmérien moyen.

Domaine 1 : le remplissage sédimentaire de cette zone contient un niveau de décollement potentiel soit triasique, soit thuringien (Zechstein).

Domaine 2 : dans ce domaine, la pile sédimentaire possède deux niveaux de décollement potentiels, l'un dans le Trias, l'autre dans le Zechstein.

1.3. Localisation des structures majeures montrant des décollements

L'analyse cartographique menée à l'échelle du bassin montre que les chevauchements bien argumentés sismiquement ou par forage, et dont la géométrie témoigne clairement d'une tectonique de décollement se situent uniquement aux limites des domaines 0 et 1 et 0 et 2. Ceci suggère qu'une structuration apparaît dans une couverture décollée à l'aplomb d'une discontinuité de vitesse de déplacement le long du plan de décollement. Cette variation de vitesse de déplacement résulte d'une variation de résistance au cisaillement liée à un changement de lithologie. La discontinuité de vitesse de déplacement est compensée par l'apparition dans la couverture d'une discontinuité cinématique. Dans le Broad Fourteens Basin, cette condition est réalisée sur les bordures, au contact marge/bassin où les niveaux lithologiques favorables au décollement disparaissent essentiellement par érosion.

En l'absence de discontinuité de vitesse, le décollement se propage et la structuration de la couverture est limitée. Ainsi, on n'observe aucun redoublement tectonique à la limite des domaines 1 et 2, ou à l'intérieur même de ces zones où la condition décrite ci-dessus n'est pas réalisée. L'activation d'un niveau de décollement est, dans ce cas, difficile à prouver puisqu'elle ne s'exprime pas par une structuration de la couverture aussi caractéristique et distincte qu'un chevauchement (fig. 82). C'est une des situations pour laquelle j'ai eu recours à la méthode de la double surface transférée (Mugnier, 1990) de façon à essayer de trancher entre tectonique de décollement et tectonique de socle.

1.4. Argumentation du décollement dans le cas de structures mineures : application de la méthode de la double surface transférée

La seule présence de niveaux de faible compétence dans la pile sédimentaire ne suffit pas pour argumenter une tectonique de décollement, même si elle la favorise fortement. L'examen de profils sismiques ne permet pas non plus toujours de trancher, en raison notamment du parallélisme fréquent entre le plan de décollement et la stratification des sédiments, qui aboutit à la confusion des deux et à l'impossibilité de les différencier et donc de prouver le décollement (Fig. 83).

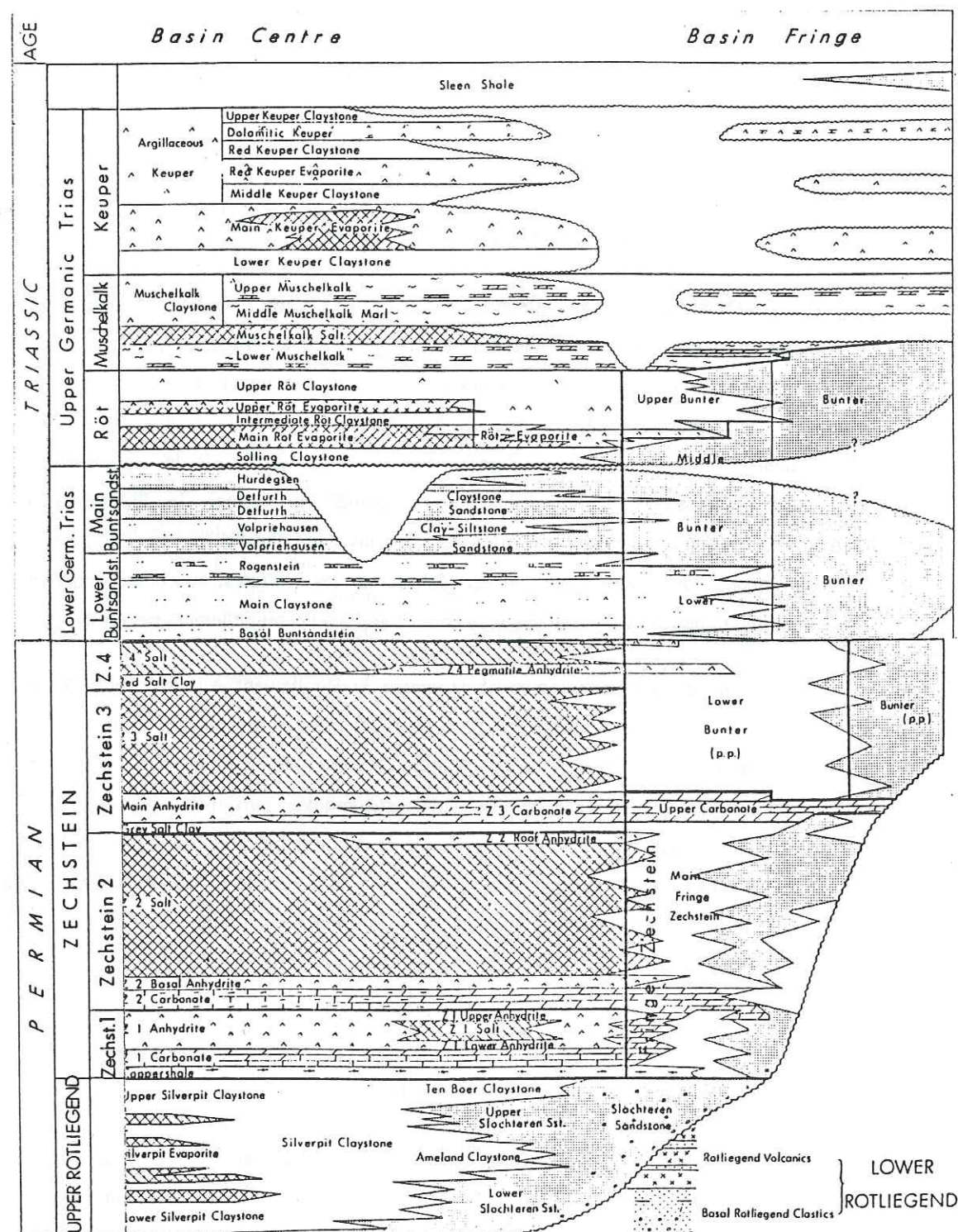


Figure 80 : Diagramme lithostratigraphique du Trias et du Permien pour le Sud de la Mer du Nord (d'après le Rijks Geologische Dienst, 1980).

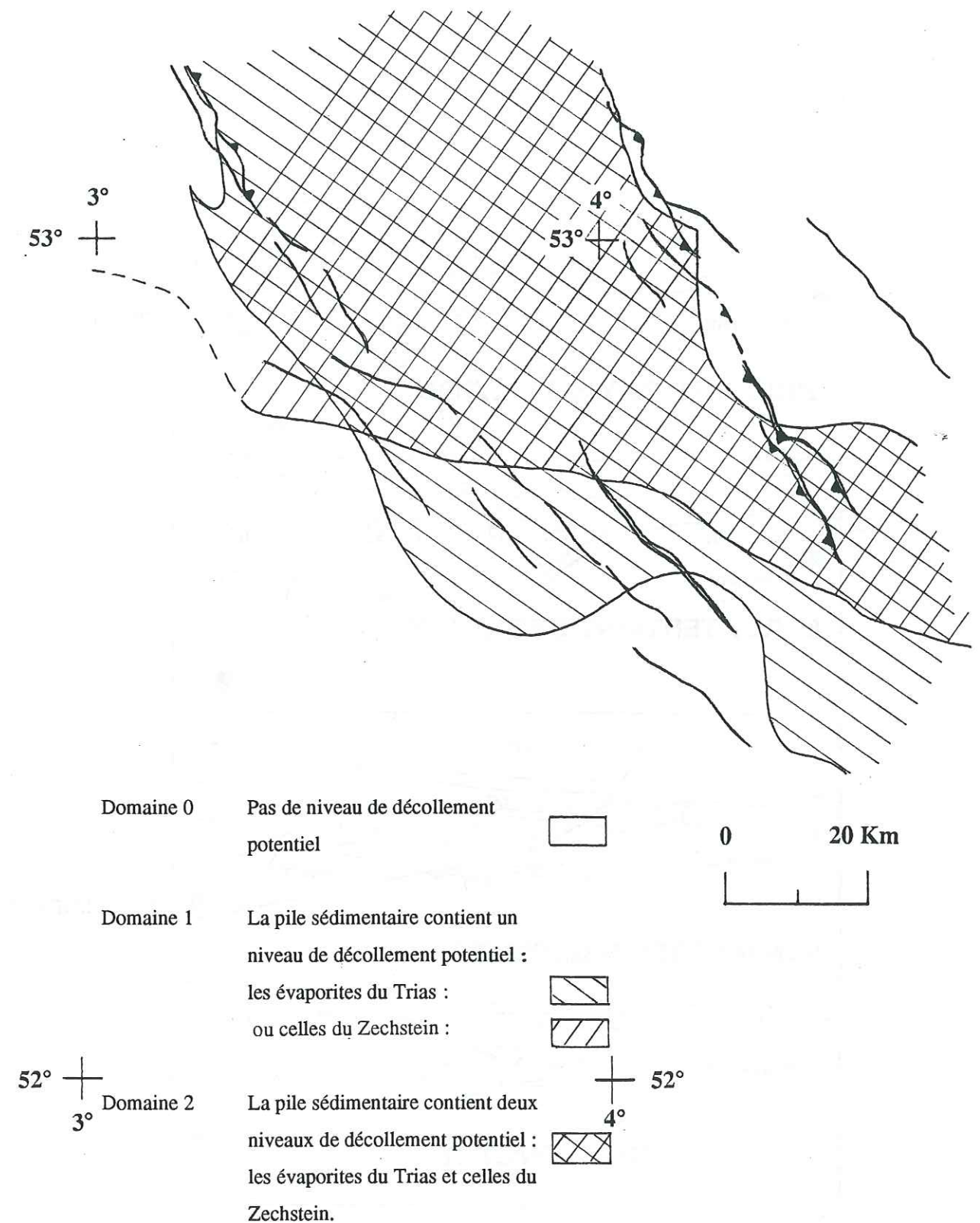


Figure 81 : Extension des principaux niveaux évaporitiques dans le Broad Fourteens Basin (le tracé des failles correspond au schéma structural à la base du Crétacé).

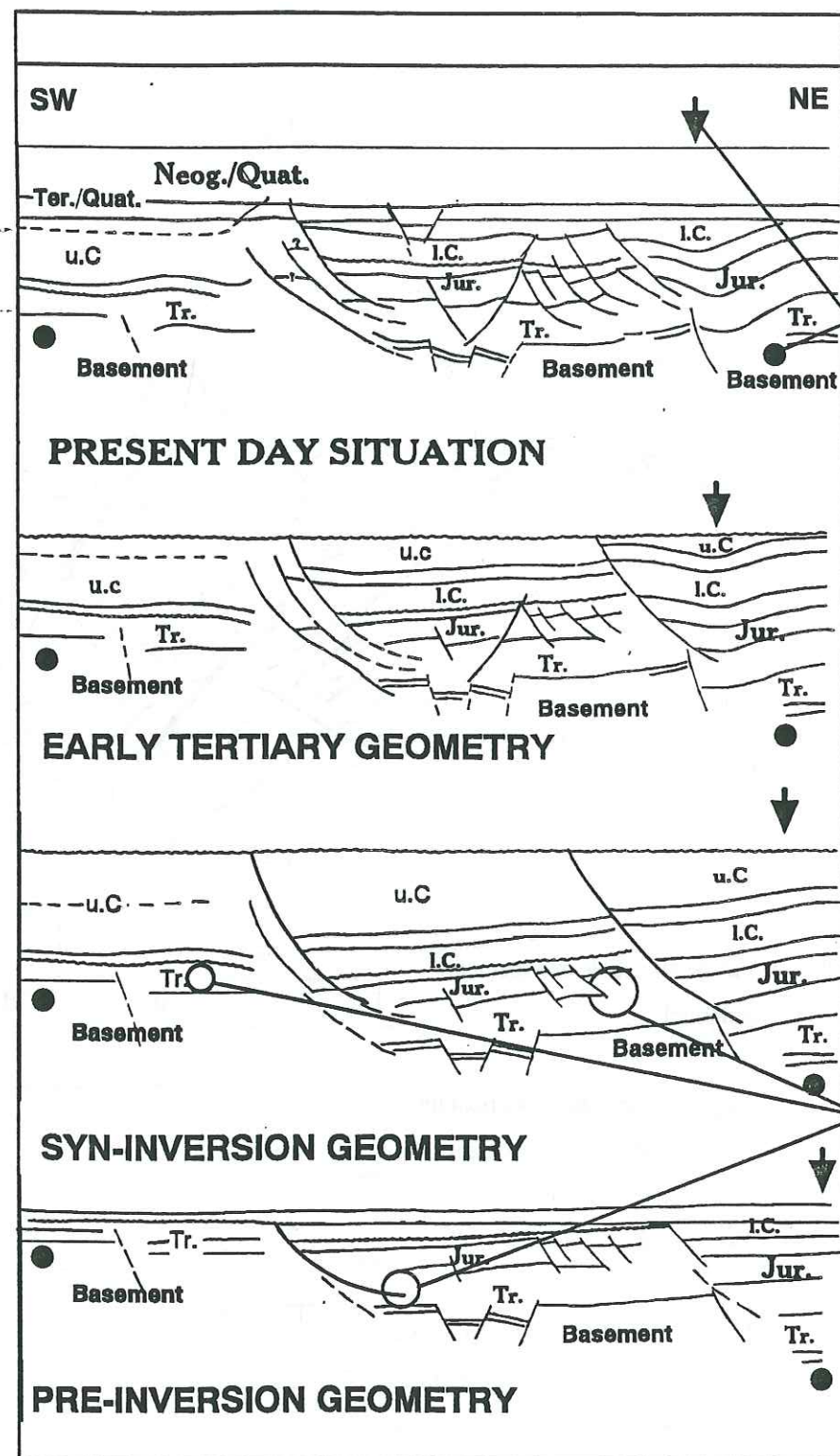


Figure 82 : Evolution tectonique schématique de la partie centrale du bordure SW du Broad Fourteens Basin (localisation figure 69). Le Trias contient un niveau de décollement potentiel à la fois dans le bassin et sur la marge. Il n'existe donc pas de discontinuité de vitesse abrupte à la limite marge/bassin, et la structure compressive dans la couverture est faiblement chevauchante. Cette évolution est à comparer à celle de la figure 76, où l'absence de niveau de décollement sur la marge conduit à un chevauchement dans la couverture qui présente une flèche importante.

En outre, l'image sismique à l'approche des accidents tectoniques montre de nombreux artefacts qui gênent l'observation.

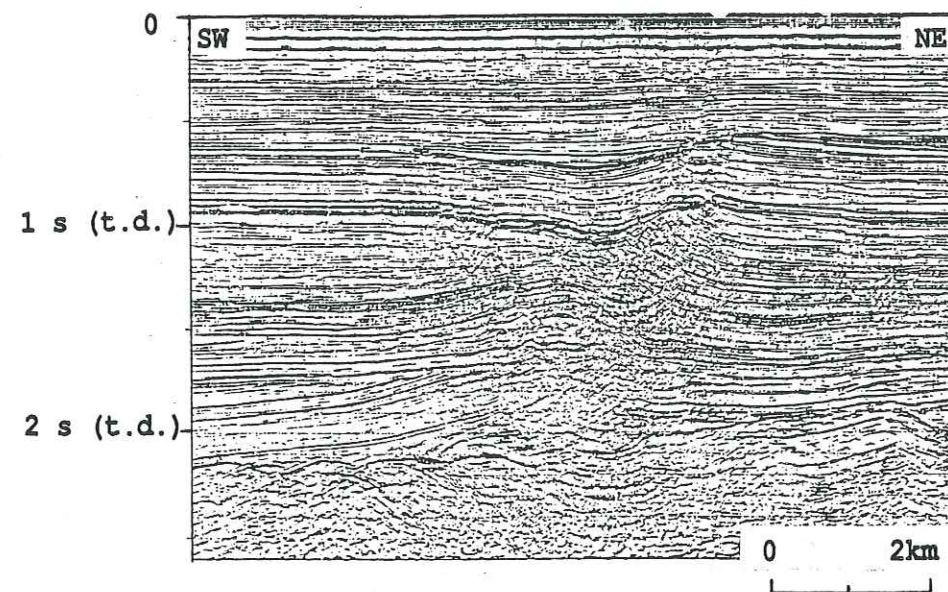
J'ai appliqué la méthode de la double surface transférée, détaillée pages 70-71, au problème posé par des failles semblables à celle illustrée par la figure 83. Cette méthode m'a permis d'apporter un argument complémentaire en faveur ou non de l'implication d'un niveau de décollement dans de telles structures.

1.4.1. Les remplissages syntectoniques et les surfaces affaissées utilisés

Le type de structures illustré par la figure 83 est associé au fonctionnement néogène des principaux accidents du Broad Fourteens Basin, et deux interprétations sont à priori possibles (figure 83a et b). Pour privilégier l'une ou l'autre des interprétations, j'ai utilisé les surfaces affaissées limitées par la base du Tertiaire et les remplissages syntectoniques post-paléogènes. Deux raisons ont déterminé ce choix. D'une part, aucune déformation ni érosion majeure n'a affecté ultérieurement ces structures, de ce fait parfaitement préservées. D'autre part, les horizons qui les délimitent étant assez superficiels, leur repérage, leur pointé sur données sismiques et leur transformation profondeur sont d'autant plus aisés.

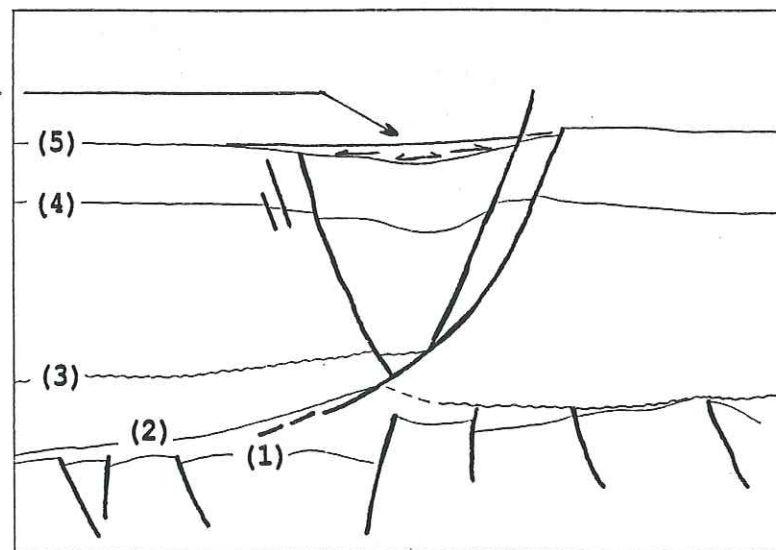
1.4.2. Les résultats

Cette méthode a été appliquée à une cinquantaine de structures tectoniques pour lesquelles une profondeur théorique du niveau de décollement a été calculée. La profondeur calculée est comparée avec la profondeur à laquelle se situent les différents niveaux de décollement potentiels. Quand la profondeur calculée est largement supérieure à celle des niveaux de décollement potentiels, l'équilibre apporte un argument en faveur d'un enracinement de la faille dans le socle. Dans le cas où le calcul fournit une profondeur très inférieure à celle des niveaux de décollement potentiels, ce résultat peut signifier qu'une tectonique paléocène a accru la surface affaissée située à la base du Tertiaire et empêche une application convenable de la méthode de la double surface transférée. Si la valeur calculée n'a pas de signification, elle souligne par contre cette tectonique paléocène (par exemple sur la figure 88) qui est ainsi mise en évidence pour plusieurs structures situées dans la partie SE du bassin.



Remplissage syntectonique
lié au fonctionnement
"normal" de la faille

a.



b.

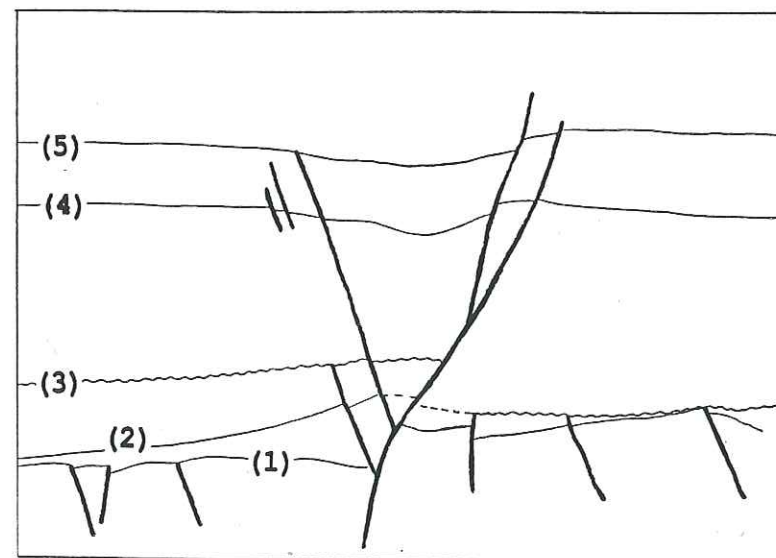


Figure 83: Profil sismique au niveau d'un accident de socle et de couverture. Deux interprétations semblent possibles : a) une tectonique de décollement, b) une tectonique de socle : (1) Socle ; (2) Sel Zechstein ; (3) Discordance cimmérienne ; (4) Base du Tertiaire ; (5) Base du Miocène.

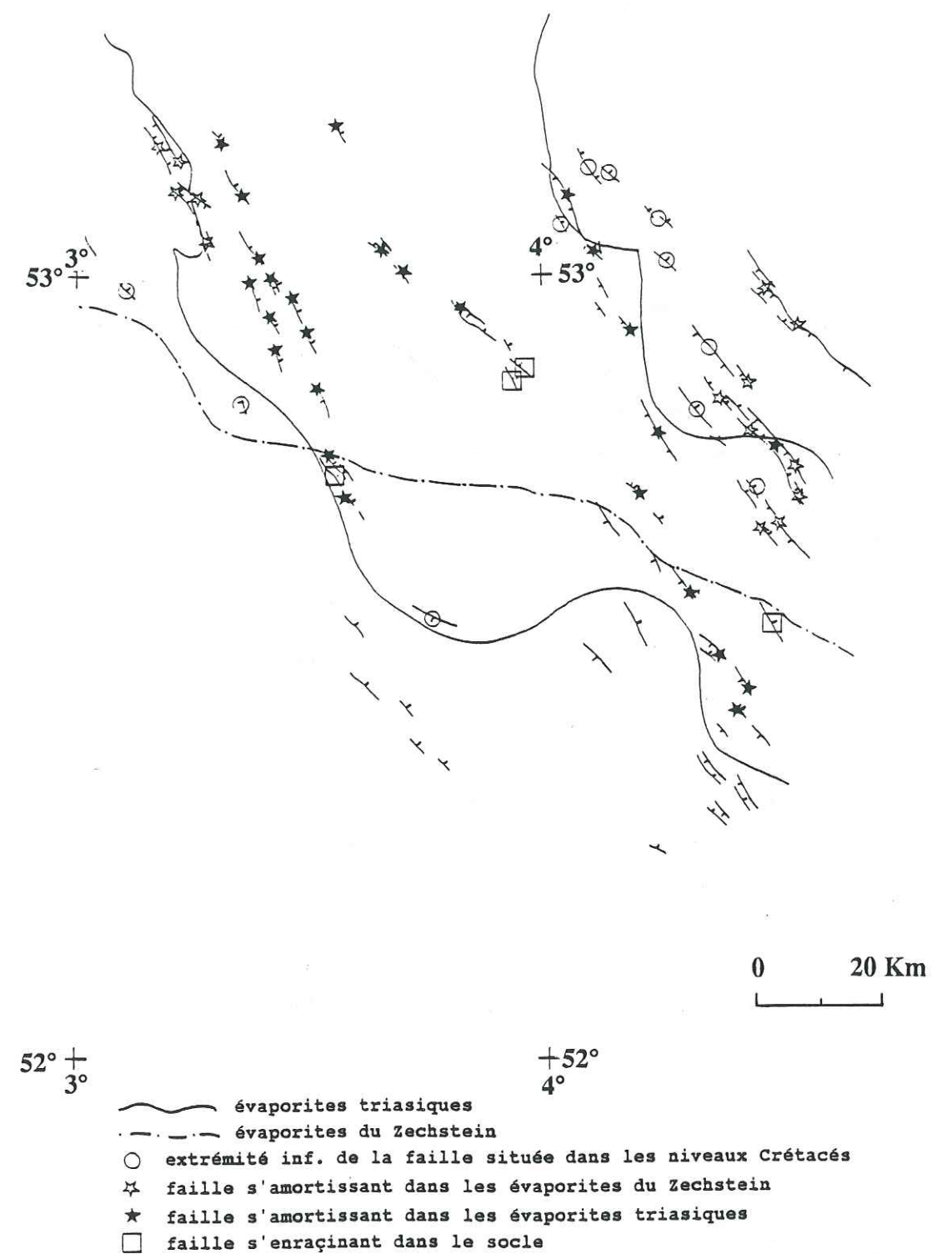


Figure 84 : Enracinement des failles néogènes à quaternaires (tracé des failles à la base du Miocène).

Chacune des structures pour lesquelles le décollement a été étudié à la fois à l'aide de la méthode des surfaces transférées et par l'analyse de profils sismiques a été reportée sur la carte structurale réalisée à la base du Miocène. Le niveau de décollement dans lequel se produit l'enracinement a été représenté par un symbole situé sur la faille étudiée (fig. 84). Cette figure montre que la plupart des failles d'activité néogène à quaternaire se branchent sur un niveau de décollement. Celui du Trias semble privilégié par rapport à celui du Zechstein lorsque les 2 faciès évaporitiques sont superposés. Par ailleurs certains niveaux crétacés jouent également le rôle de niveaux de décollement.

1.4.3. Incertitudes concernant la détermination de la profondeur du niveau de décollement

Deux facteurs principaux interviennent dans les incertitudes concernant la détermination de la profondeur du niveau de décollement par la méthode de la double surface transférée. Le premier est lié à la délimitation des surfaces, le deuxième au calcul de leur aire.

Les incertitudes liées à la détermination du contour sont minimisées par l'utilisation d'horizons superficiels, dont le pointé est aisé: sur les profils sismiques utilisés, ils sont systématiquement situés entre 0,5 et 1 s.t.d.

Cependant, la différence entre les aires des deux surfaces contourées est souvent mineure et l'incertitude relative sur cette différence peut atteindre 50%.

Les incertitudes dans le calcul des surfaces sont induites par celles des transformations temps-profondeurs. Les lois classiquement utilisées sont du type $V = V_0 + Kp$ où V est la vitesse instantanée, V_0 la vitesse en surface, K le coefficient d'accroissement et p la profondeur (E.Montméan, rapport interne 1990). Cependant, dans les niveaux superficiels, les vitesses de transformation temps-profondeur ne sont pas fiables (les diagrammes de l'évolution des vitesses avec la profondeur obtenus à partir des puits ne permettent pas de définir une droite précise car les points sont très dispersés) et il semble raisonnable de prendre une vitesse moyenne de 2000 m/s (E.Montméan, rapport interne 1990). C'est la vitesse que j'ai utilisée pour estimer les profondeurs, l'incertitude que peut induire cette transformation est de l'ordre de 10%.

La plus grande cause d'erreurs est donc liée à la délimitation et à l'estimation des surfaces.

Si la méthode des surfaces transférées se révèle être très utile pour déterminer l'implication d'un plan de décollement à partir de la géométrie des structures très superficielles, sa précision ne permet pas de conclure au niveau de quel cycle évaporitique, la couverture s'est décollée du socle car les niveaux de décollement potentiels sont peu distants.

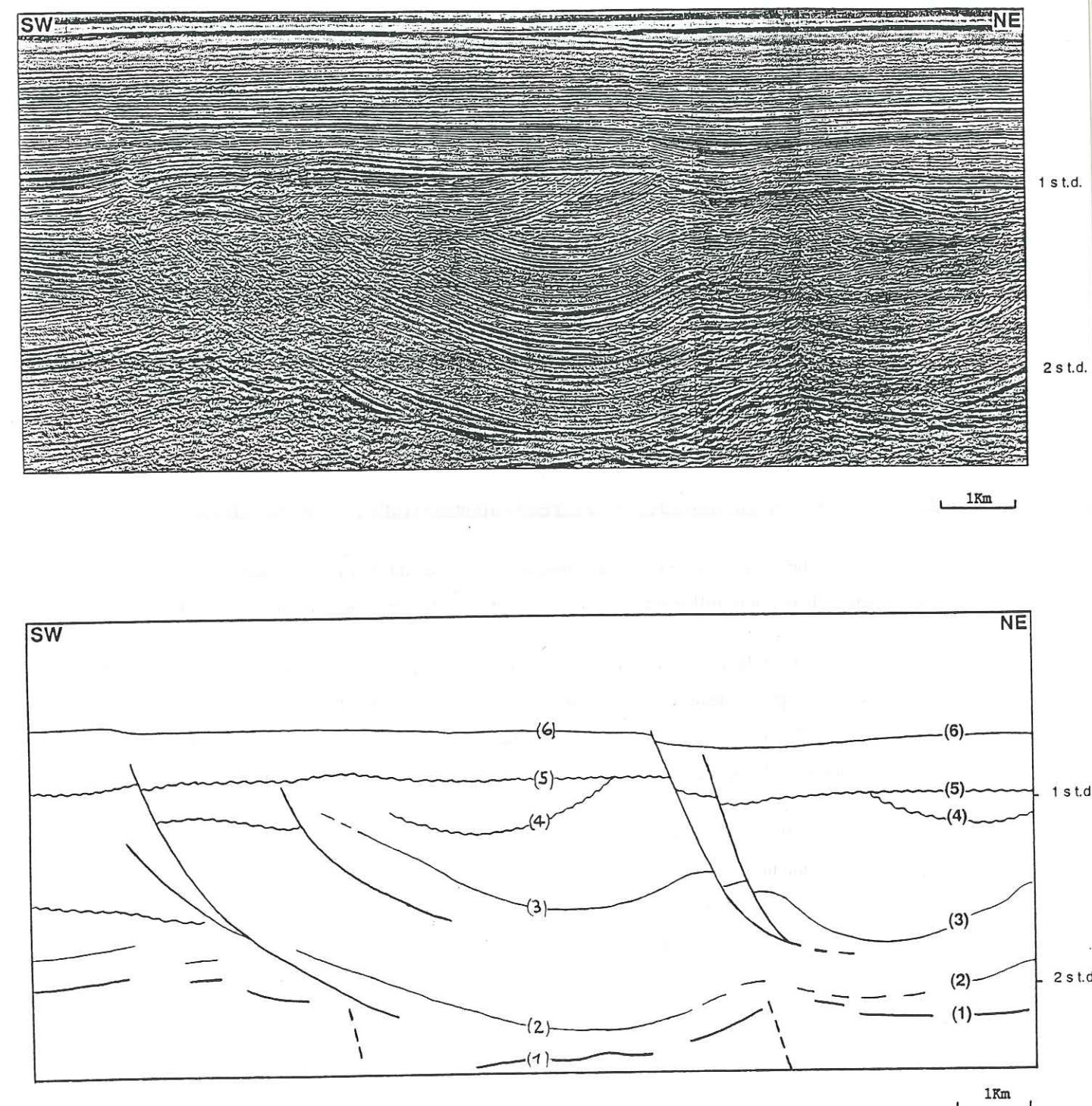


Figure 85 : Illustration du double décollement, dans les évaporites du Zechstein et celles du Trias sur la bordure SW du bassin.
(1) Socle ; (2) toit du sel Zechstein ; (3) Base du Lias ; (4) Discordance cimmérienne ; (5) Base du Tertiaire ; (6) Base du Miocène

1.5. Périodes d'activation des niveaux de décollement

Les principaux niveaux de décollement, que constituent les évaporites du Trias et du Zechstein (fig.85 par exemple) ont été sollicités :

- pendant l'étape d'extension récente (fig.84),
- pendant l'inversion structurale au Crétacé supérieur, comme le montrent les chevauchements locaux des bordures SW (fig.76) et NE (fig.111) du Broad Fourteens Basin,
- au cours du Jurassique. Les évidences de décollement pour cette période seront discutées au chapitre V.

2. La superposition des phases : réactivation et création de nouvelles failles

L'héritage structural est très important en Mer du Nord où les directions des accidents calédoniens et hercyniens influencent la formation des bassins mésozoïques (Ziegler, 1982).

Suite à la première période d'extension triasique dans le Sud de la Mer du Nord, la superposition des phases tectoniques se poursuit avec le rifting du Jurassique supérieur, l'extension du début du Crétacé inférieur, la compression du Crétacé supérieur, et enfin la reprise de la subsidence tectonique depuis le Néogène.

L'activation répétée des principaux niveaux de décollement étudiés précédemment a induit dans la pile sédimentaire sus-jacente des structurations superposées, mais ce sont plus particulièrement les géométries des structures liées à l'inversion structurale et celles liées à leur recoupement par l'extension récente dont je me préoccupe ici. Je tiendrai compte des géométries observées en sismique dans le Broad Fourteens Basin, mais également de celles décrites dans d'autres domaines inversés.

2.1 Recoupement des structures compressives par l'extension postérieure

Selon la direction et le pendage des accidents compressifs préexistants, on observe dans le Broad Fourteens Basin trois types de figures, témoignant de l'enchaînement de la phase de compression du Crétacé supérieur et de la phase d'extension néogène/quaternaire :

- Cas 1 : réactivation totale de l'accident compressif

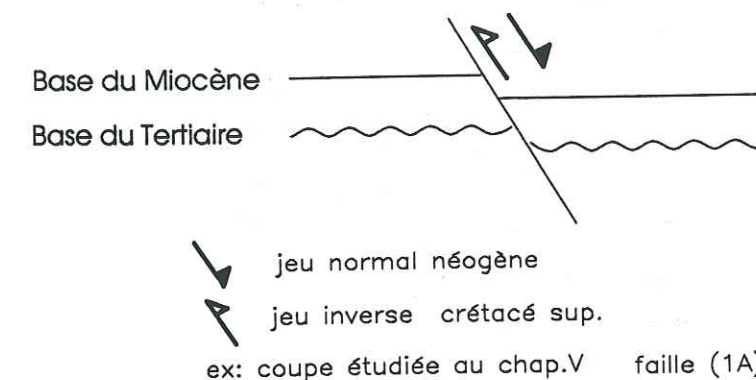


Figure 86

- Cas 2 : pas de réactivation, mais création d'une nouvelle fracture

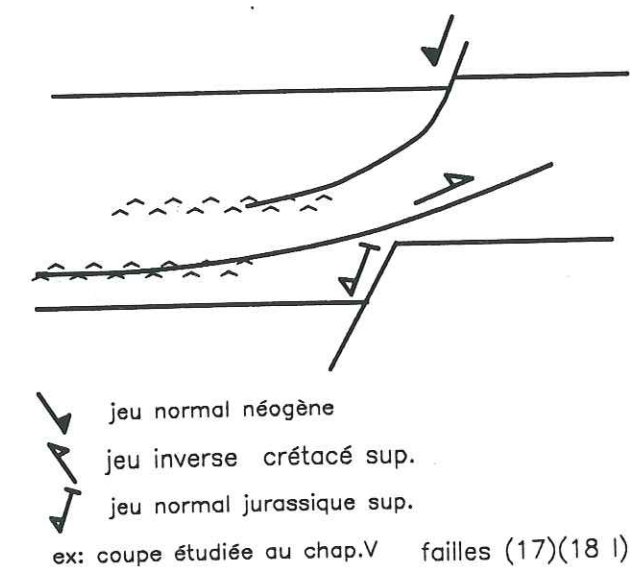
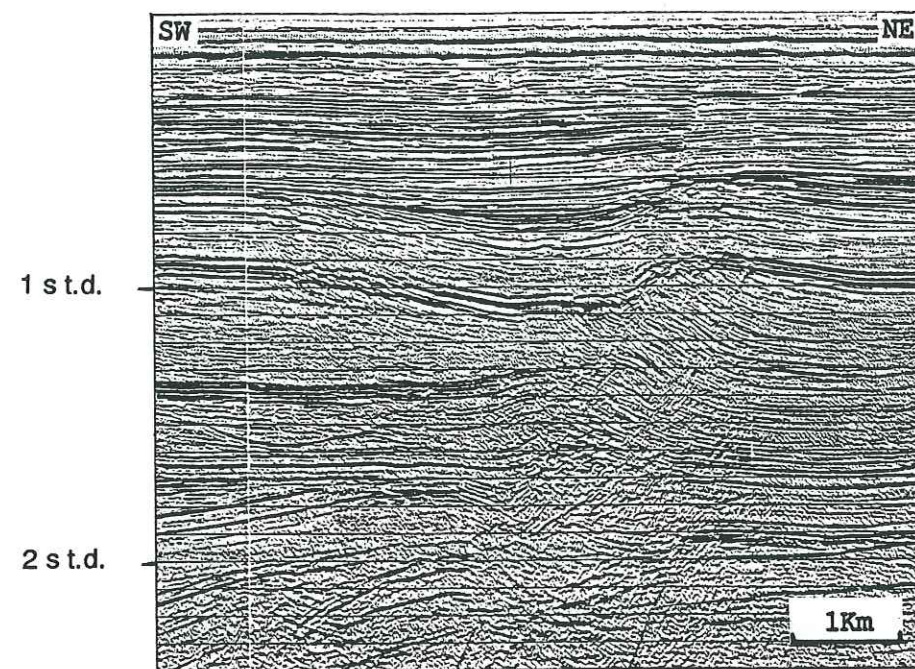


Figure 87

- Cas 3 : fracture normale se raccordant à l'accident compressif partiellement réactivé en profondeur



Remplissage syntectonique
lié au fonctionnement
"normal" de la faille

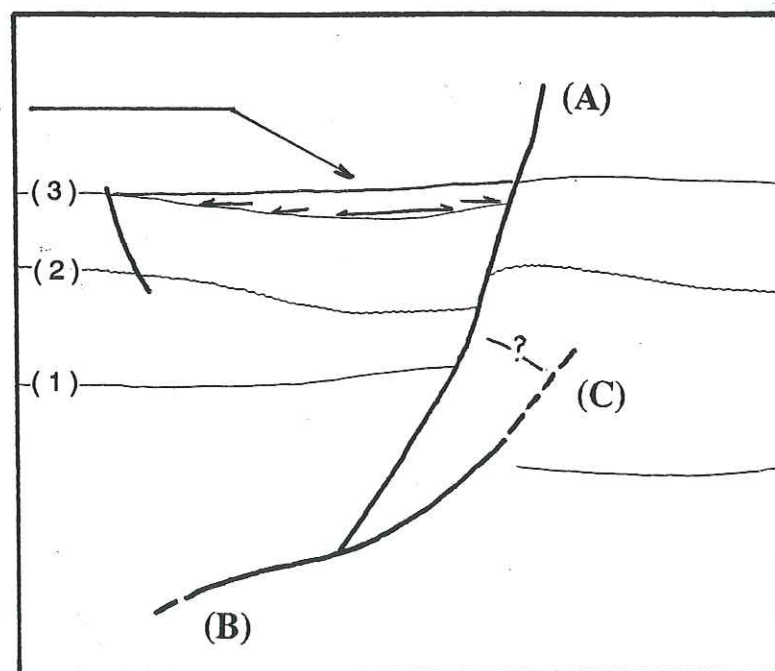


Figure 88

(1) Base du Crétacé supérieur ; (2) Base du Tertiaire ; (3) Base du Miocène

Le raccord entre l'accident extensif et l'accident compressif confère aux structures faillées une géométrie particulière à trois branches concurrentes. Le profil sismique de la figure 88 illustre une géométrie en shortcut décrite dans la première partie de ce travail. L'interprétation en faveur d'une tectonique de décollement a été argumentée par la méthode de la double surface transférée. La portion A est la faille normale néoformée, la partie B est la partie profonde de l'accident compressif réactivée en extension, tandis que sa partie plus superficielle C est abandonnée. En profondeur, l'extension emprunte le même trajet et active le même niveau de décollement que le raccourcissement. Dans la couverture, elle se localise le plus souvent à l'aplomb des mêmes anomalies mécaniques que celles sur lesquelles se localisent les structures compressives antérieures.

Dans le cas d'une faille normale néoformée synthétique à l'accident inverse, un volume rocheux est isolé entre la fracture néoformée et la fracture non réactivée. L'étude de la transition entre failles néoformées et failles héritées présentée dans la première partie de ce travail (Chapitre II) montre le rôle fondamental des variations abruptes des propriétés mécaniques des niveaux de décollement potentiels bien que l'influence de variations plus progressives telles celles liées à la compaction sont envisagés. Aussi le point de branchement peut être utilisé pour localiser, ou confirmer la localisation des niveaux évaporitiques. Ainsi sur les figures 83 et 88 le point de branchement est situé juste au dessus de la terminaison des nivaux Zechstein.

2.2. Les géométries liées à la compression : *shortcuts*, écaillages, zones triangulaires

Le recoupement des structures tectoniques consécutif à l'évolution polyphasée d'un bassin conduit à l'abandon de certains segments de failles, et à la création de nouvelles fractures (paragraphe précédent), isolant ainsi sur la marge ou dans le bassin des volumes rocheux, abandonnés ou transportés par un chevauchement.

Dans le cas du Broad Fourteens Basin, la superposition de l'extension jurassique supérieur/crétacé inférieur et de l'inversion structurale au Crétacé supérieur a pu engendrer les structures présentées ci-dessous.

2.2.1. Géométrie en *shortcut* isolant une écaille de la marge

L'inversion structurale positive ne réactive que la portion profonde de la faille de bordure du bassin. Sa partie supérieure est abandonnée et transportée par une faille inverse située au mur de l'accident normal, isolant ainsi une écaille constituée de formations de la marge et poussée en avant lors de l'avancée du chevauchement (figure 89).

Dans le Broad Fourteens Basin, on peut observer ce type d'évolution sur la marge NE, le long de la coupe régionale étudiée dans le chapitre suivant (fig.111).

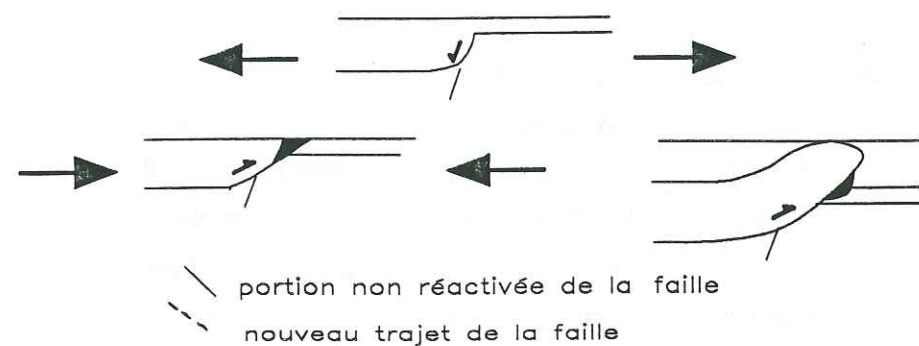


Figure 89 : Formation d'une écaille constituée de sédiments de la marge

2.2.2. Écaille isolée dans le bassin en pied de faille normale

Lors de la compression, la couverture est décollée alors que l'accident normal préexistant n'est pas réactivé et joue un rôle de butoir contre lequel s'amortit le déplacement (fig.90a). Si le régime compressif persiste, des cisaillements apparaissent au sein de la couverture déplacée, permettant la poursuite de la propagation du raccourcissement. Si le pendage de l'accident préexistant est trop important pour permettre un déplacement le long du contact entre la couverture du bassin et le socle de la marge, le volume rocheux individualisé entre l'ancien et le nouveau plan de décollement forme un compartiment abandonné au pied de la faille butoir (fig.90b). Cet abandon peut d'ailleurs être momentané si la faille préexistante rejoue ultérieurement et "l'expulse" (fig. 90c).

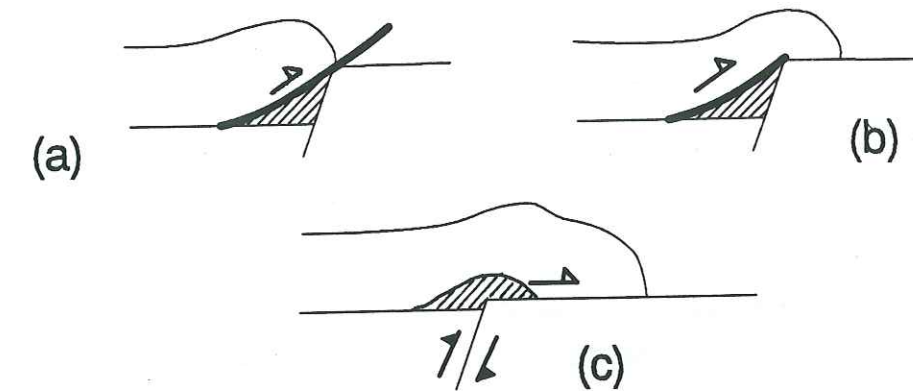


Figure 90 : Formation d'une écaille en pied de faille normale

Ainsi, l'écaille atteinte par forage et étudiée par Hayward et Graham (1989) (fig.91), peut-elle être envisagée de cette manière. Ceci conduit à considérer l'accident normal du socle à l'aplomb du puits comme une faille jurassique partiellement inversée.

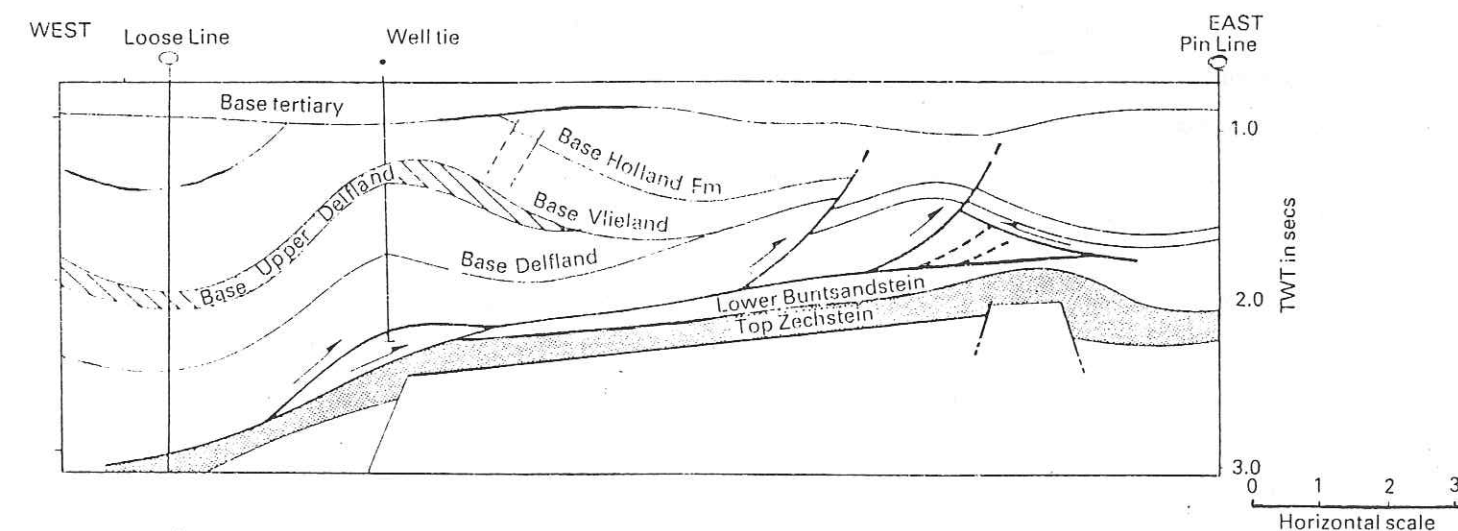


Figure 91 : Bordure NE du bassin (d'après Hayward et Graham 1989).

Cette figure suggère un fonctionnement en faille inverse du décollement au cours duquel une écaille est bloquée au pied de la marge du bassin, puis l'expulsion de cette écaille au cours d'une étape de compression ultérieure. Noter l'aspect triangulaire de la figure à l'avant du chevauchement (extrémité Est du profil).

2.2.3. Les figures triangulaires frontales

Les données sismiques fournissent sur les bordures du Broad Fourteens Basin de nombreux exemples de figures d'aspect triangulaire au front des structures inversées. La figure 91 (Hayward et Graham, 1989) et l'extrait du profil sismique présenté sur la figure 92 illustrent ces géométries d'aspect triangulaire.

Dans les domaines chevauchants, les zones triangulaires sont classiquement considérées comme des écailles tectoniques limitées à leur toit par une faille chevauchante à vergence interne (Price, 1986). Le déplacement basal de l'écaille est ainsi reporté vers l'arrière dans les niveaux plus superficiels avec lesquels elle est en contact.

Sur l'exemple illustré par la figure 92, la zone présumée être une zone triangulaire montre des sédiments triasiques recouverts par des sédiments jurassique supérieur. Le respect de l'ordre stratigraphique entre le toit de l'écaille présumée et les dépôts qui la recouvrent permet de différencier la figure observée d'une zone triangulaire décrite par Price. En effet, le contact tectonique au toit d'une zone triangulaire fait reposer des sédiments plus anciens sur des sédiments plus jeunes. En ce sens, on peut dire qu'il ne s'agit pas d'une zone triangulaire comme celles décrites par Price.

Le mécanisme de mise en place d'une zone triangulaire n'est pas applicable à la géométrie triangulaire observée sur la figure 92. En revanche, on peut envisager sa genèse par le basculement d'une discordance angulaire préexistante, entre le Trias et le Jurassique supérieur dans le flanc avant d'un anticlinal lié à l'inversion structurale crétacé supérieur. L'évolution que je suggère ci-dessus est schématisée sur la figure 93.

L'interprétation de Hayward et Graham (1989) (figure 91) suggère cependant des mouvements à vergence interne au toit de l'écaille la plus frontale. Il n'est donc pas exclu qu'un contact dépositionnel soit repris tectoniquement. En effet, la discordance au toit de la structure triangulaire peut être considérée comme une troncature tectonique si des mouvements à vergence interne sont nécessaires pour équilibrer ceux situés le long du chevauchement basal. Dans le cas du Broad Fourteens Basin, la résolution de la sismique sous les zones triangulaires et le possible amortissement du déplacement ne permettent pas de trancher définitivement, mais il me semble que les rétro-mouvements envisageables n'aient qu'une ampleur très limitée.

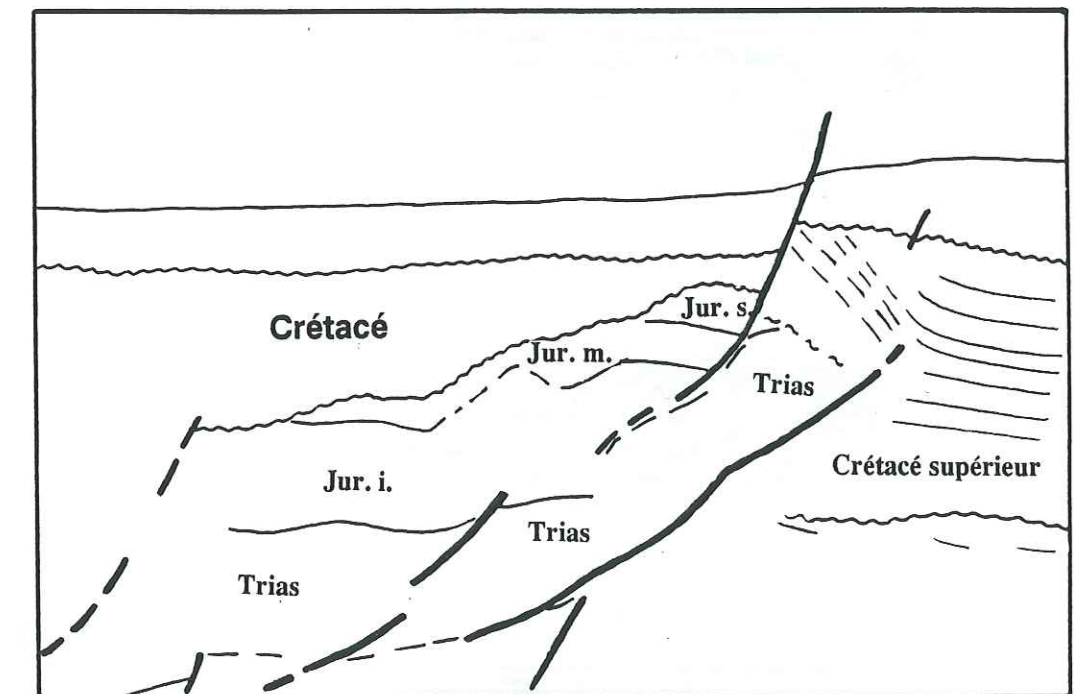
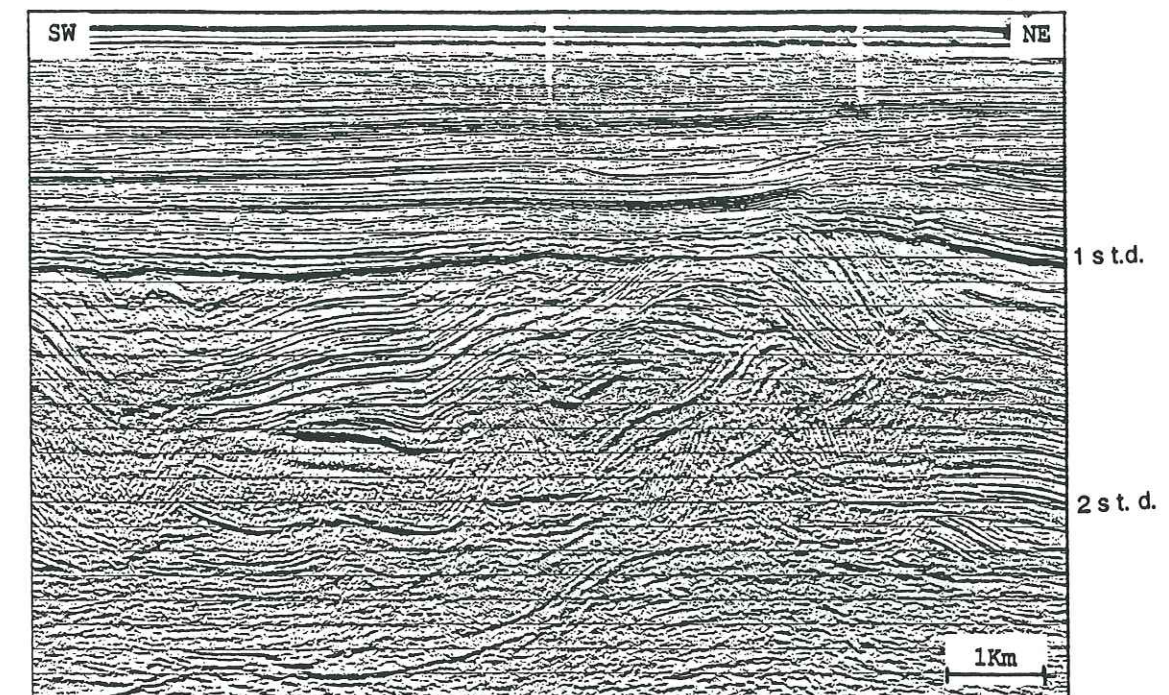


Figure 92 : Profil sismique illustrant une figure d'aspect triangulaire à l'avant d'un chevauchement sur la bordure NE du Broad Fourteens Basin.

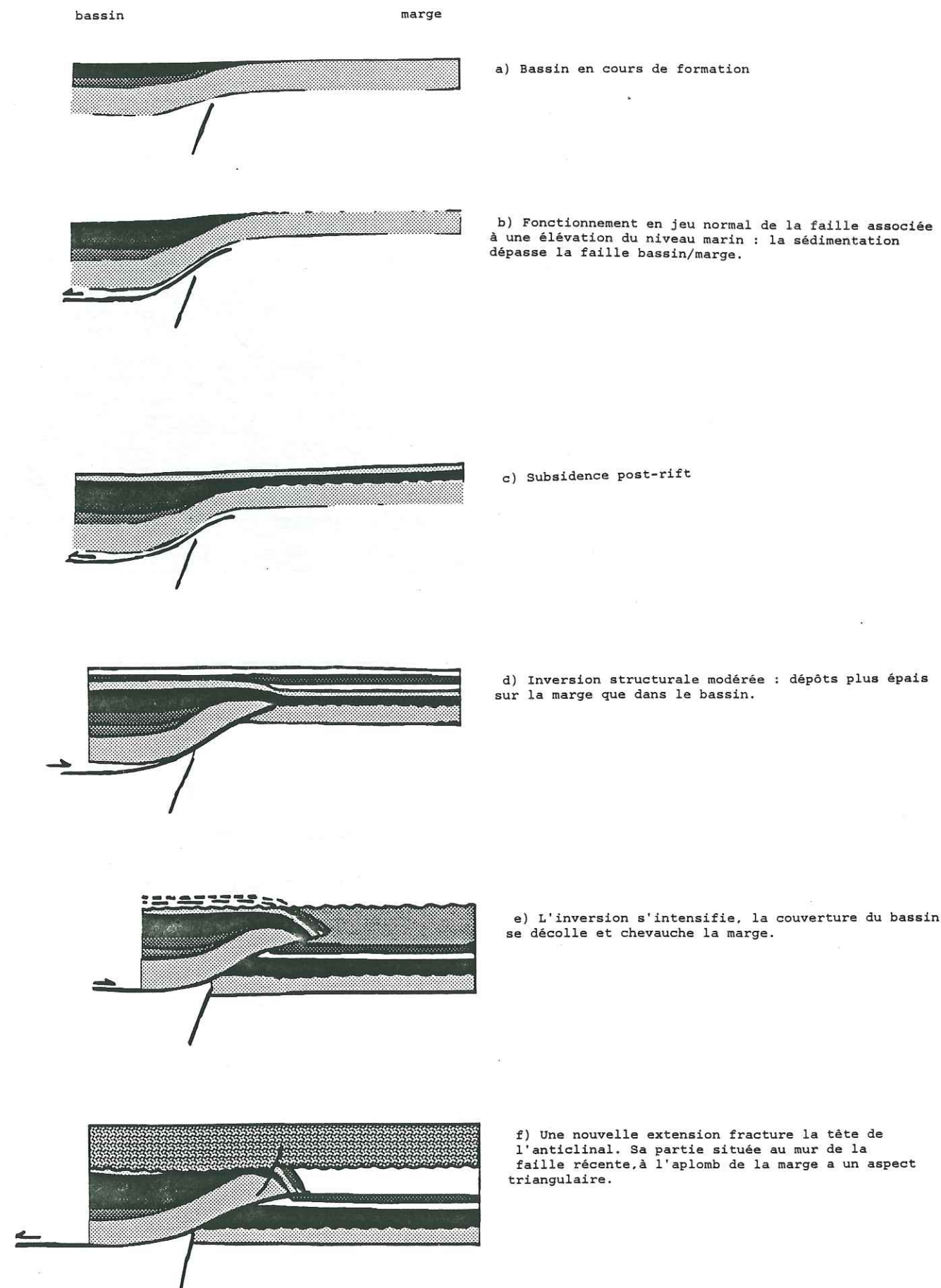


Figure 93

Mise en place d'une figure triangulaire suite à l'interaction subsidence tectonique/variations du niveau marin.

2.3. La composante décrochante au Paléogène et au Crétacé supérieur

Quelle que soit l'orientation des contraintes tectoniques, l'allure générale du Broad Fourteens Basin, avec une partie sud orientée différemment de la zone Nord, implique sur certaines portions des failles bordières l'existence d'une composante décrochante d'importance variable selon l'obliquité des failles avec la direction de ces contraintes.

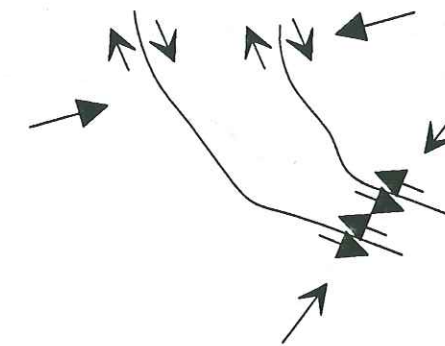
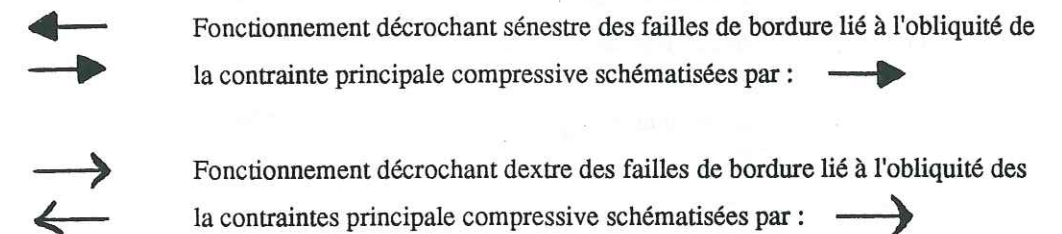


Figure 94 : Figure montrant que l'existence d'une composante décrochante le long d'un accident tectonique est liée à son obliquité par rapport aux contraintes dans le plan.



Suite aux érosions intenses et à l'évolution polyphasée du bassin, les évidences de décrochements sont peu nombreuses et peu nettes, on a cependant tenté de les répertorier dans les paragraphes suivants.

2.3.1. Amorce de géométries en bouquet de fleurs

On observe fréquemment, au niveau des failles majeures inverses s'enracinant dans le socle, une fracture antithétique de jeu également inverse, se branchant sur l'accident principal (fig.95). La similarité de l'épaisseur des dépôts de part et d'autre de ces failles antithétiques exclut un jeu normal synsédimentaire antérieur. Ces failles paraissent donc avoir été créées lors de l'inversion structurale. Hayward et Graham (1989) attribuent ce type de figures à de petites structures en pop-up, mais celles-ci sont définies par Butler (1982) comme des coins extrusifs qui affectent le front d'une zone chevauchante décollée. Aussi, dans le Broad Fourteens Basin, pour certaines de ces structures (testées au préalable par la méthode de la double surface transférée) qui se branchent sur des failles s'enracinant dans le socle, je suggère un autre mode de formation. En effet, elles pourraient être induites par un raccourcissement avec une composante décrochante crétacé supérieur, et de ce fait correspondre à l'amorce de structures en fleur (Zolnai, 1988). Des structures en fleur ont également été observées dans le Sole Pit Basin (van Hoon, 1987) et dans le Central Graben (Cartwright, 1989).

2.3.2 Indices de décrochement au Paléogène

Les caractéristiques géométriques du Paléogène sont :

- l'amincissement progressif de l'ensemble des dépôts des marges du bassin vers son centre, malgré la similarité de leur faciès (Chap. II.4 et 5),
- le jeu le plus souvent normal des accidents réactivés, mais également parfois inverse (fig.96),
- l'existence d'une extension apparente de la couverture contre un raccourcissement apparent dans le socle entre la géométrie du début du Tertiaire et la géométrie de la fin du Paléogène. Ceci a été mis en évidence lors de l'équilibrage bidimensionnel détaillé du chevauchement septentrional du Broad Fourteens Basin (fig.76). L'existence de mouvements transverses à cette structure chevauchante pourrait être à l'origine de cette apparente contradiction. Ceci témoigne aussi de la complexité des relations entre socle et couverture en contexte décrochant.

Les trois phénomènes décrits ci-dessus peuvent aisément s'envisager dans un contexte compressif décrochant provoquant une inversion structurale très modérée.

Sur la bordure NE, le remplissage sédimentaire paléogène semble d'ailleurs mouler des structures en échelon compatibles avec un cisaillement sénestre (figure 97)

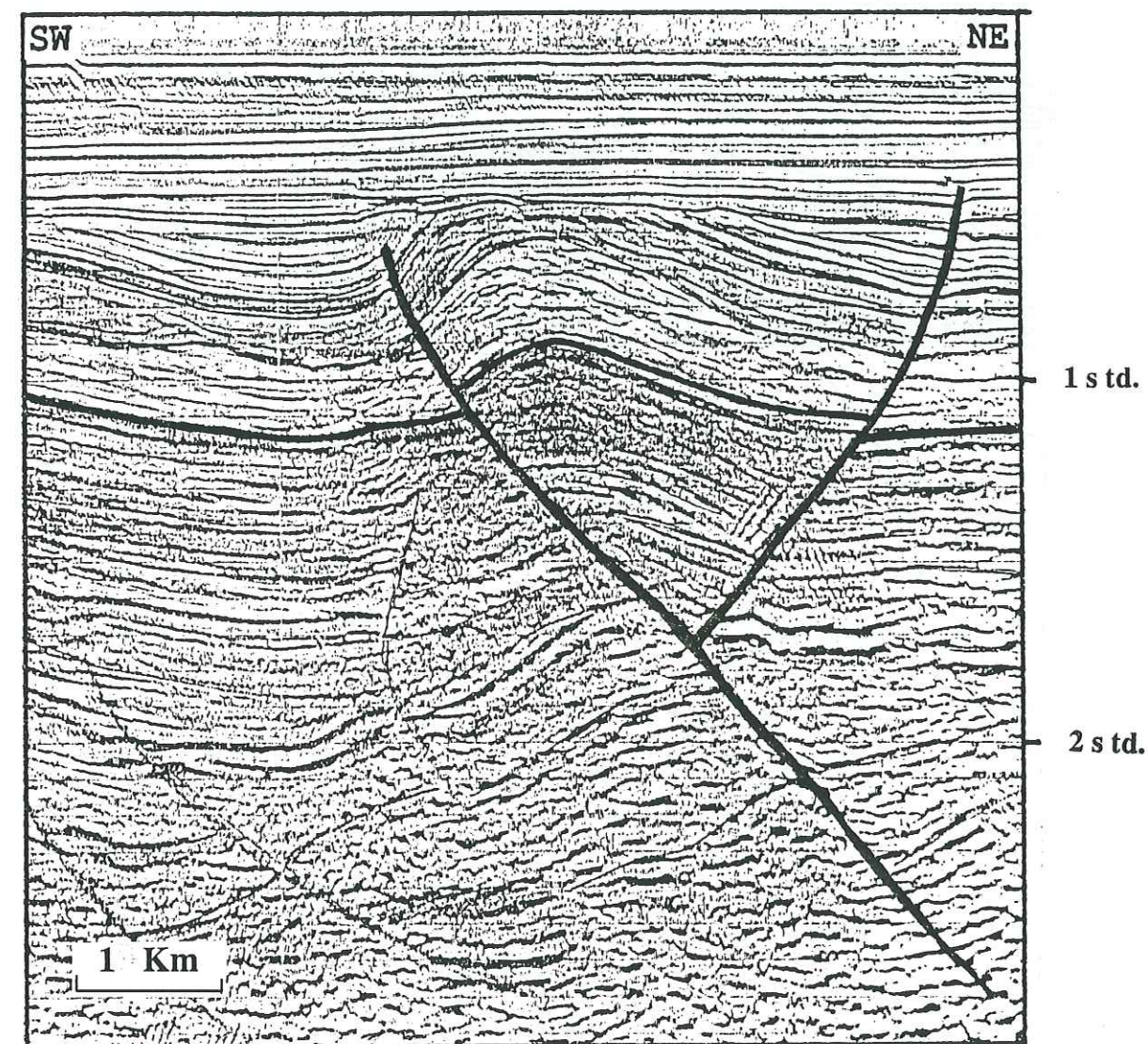


Figure 95 : Profil sismique illustrant 1 faille inverse s'enracinant dans le socle le long de laquelle se branche une faille antithétique dont le jeu est également inverse. Cette structure peut être assimilée à une amorce de géométrie en fleur.

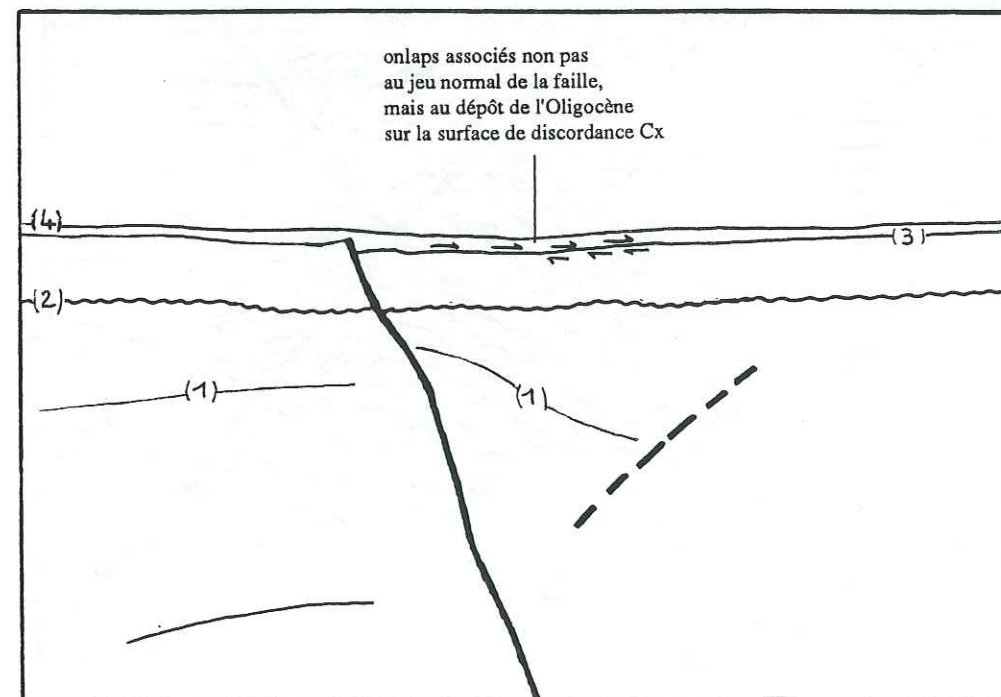
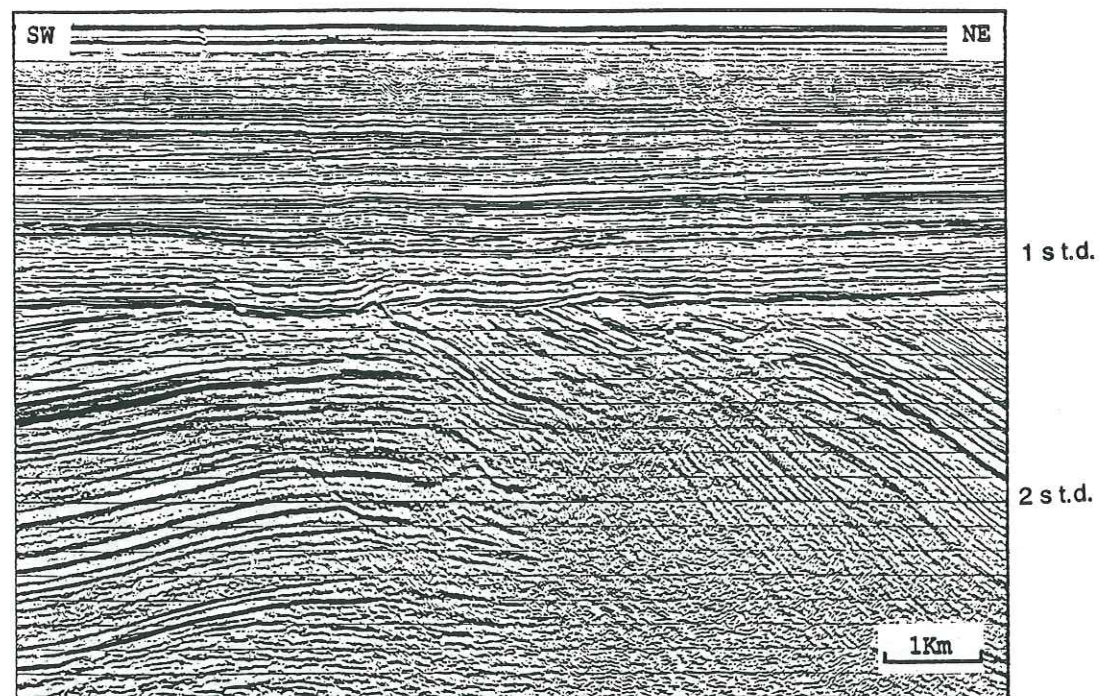


Figure 96 : Extrait du profil sismique de la fig.104 montrant une faille(12 sur la fig. 104), s'enracinant dans le socle (G sur la fig. 104) dont le jeu était inverse au Paléocène.
 (1) Base du Jurassique moyen ; (2) Base du Tertiaire ; (3) Base de l'Oligocène ; (4) Base du Miocène; les flèches correspondent respectivement aux onlaps et toplaps sur la discordance Cx à la base de l'Oligocène.

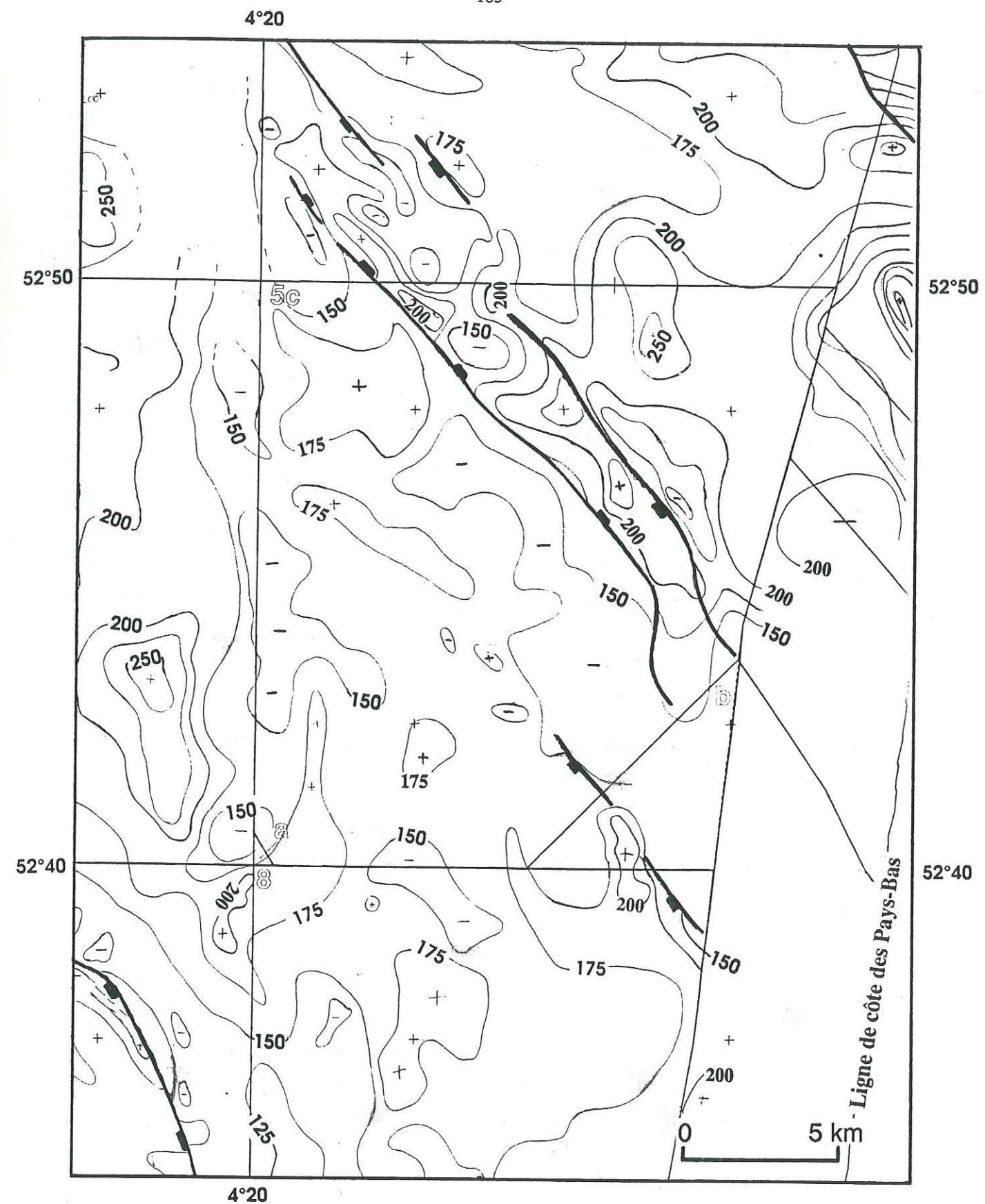


Figure 97 : Extrait de la carte des épaisseurs temps doubles du Paléogène (Annexe C), illustrant la bordure N E du bassin

2.3.3. Un indice majeur de décrochement au Crétacé supérieur : le tracé du chevauchement

Le chevauchement situé dans la partie septentrionale de la marge SW du Broad Fourteens Basin est une structure très locale, longue d'environ 25 km, et dont la flèche maximale apparente atteint 2 à 2,2 km (zone en pointillés sur la fig. 98). Il s'est développé à l'aplomb et au voisinage d'accidents de socle dans une zone de relais N150°/N160° entre des bordures d'orientation N130°/N140°. C'est à son niveau que la flèche apparente du chevauchement est maximale, ce qui suggère très fortement une zone en transpression lors d'un décrochement sénestre. On retrouve ici la notion classique selon laquelle la réactivation en décrochement est favorisée lors d'une inversion structurale (1ère partie chapitre II).

Le cas de cette structure transpressive en relais est compliqué par le comportement différent, en terme de décollement, des deux parties décrochées. En effet, les érosions cimmérien tardif et probablement cimmérien moyen ont été si intenses sur cette bordure du bassin que tous les niveaux de décollement potentiels, y compris les niveaux évaporitiques du Zechstein ont été érodés à la tête du bloc dominant le bassin. La structure étudiée se trouve donc sur une limite entre un domaine ne possédant aucun niveau de décollement et un domaine qui en possède au moins un. Cette particularité nécessite la prise en compte d'au moins trois blocs (modèle 2, fig. 75) pendant la déformation et non pas seulement de deux. Ceci engendre une complexité des mouvements relatifs socle/couverture, détaillée dans le prochain paragraphe.

2.3.4. Mouvements relatifs de la couverture décollée au-dessus du socle déduits de modèles analogiques

Des modelisations analogiques de décrochements ont déjà été réalisées le long d'une bordure linéaire de bassin (P. Richard, 1989) ou encore dans le cas d'un décrochement du socle sur lequel repose une couverture isopaque (Odonne, 1981).

La modélisation analogique des déformations dans une couverture sédimentaire décollée au-dessus d'un accident de socle fonctionnant en décrochement pur repose sur un dispositif expérimental constitué par deux blocs de socles se mouvant l'un par rapport à l'autre, et recouvert par une couverture. Les expériences réalisées en utilisant un matériel analogique présentant un litage horizontal et une rhéologie visqueuse privilégiant une déformation continue (empilement de feuilles de paraffine) montre que le déplacement relatif de la couverture par rapport à son socle se produit en sens inverse du mouvement imposé au bloc de socle (figure 99, Odonne 1981). La valeur maximale du déplacement se situe à la verticale du décrochement.

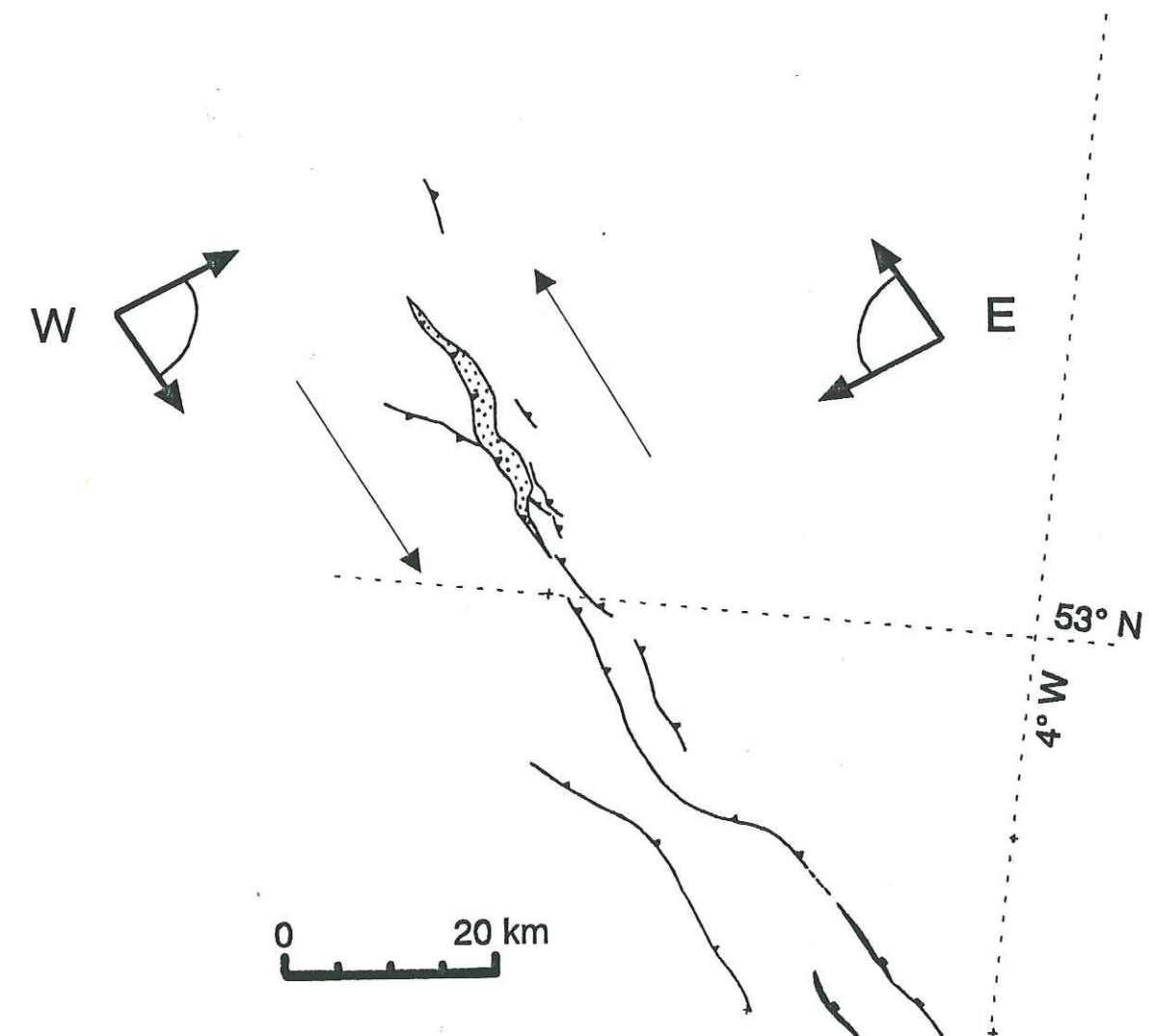
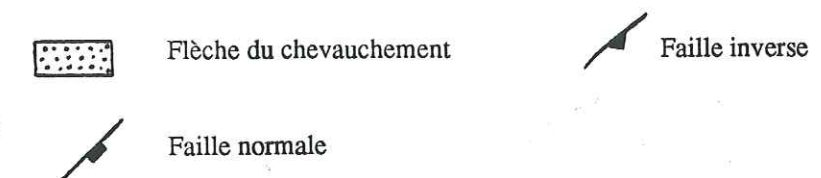


Figure 98 : Schéma structural à la base du Crétacé d'une partie du chevauchement de la bordure SW du Broad Fourteens Basin.



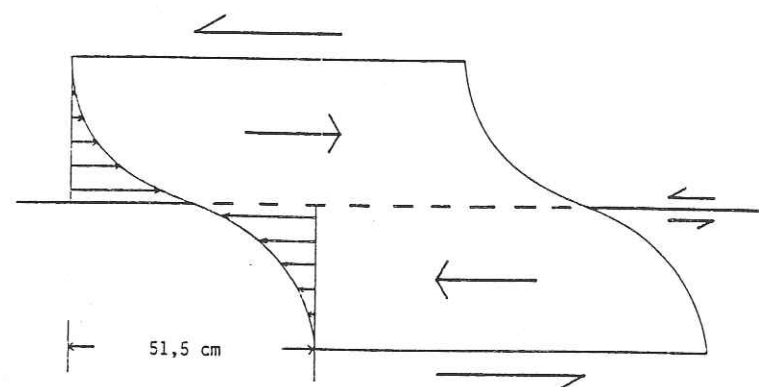


Figure 99 : Schéma montrant le glissement de la couverture par rapport aux mouvements du socle (d'après Odonne, 1981)

Dans le cas d'un matériel analogique (sable) choisi de manière à présenter un comportement fragile (loi de Mohr-Coulomb avec cohésion nulle), l'ampleur des mouvements entre socle et couverture va être limité par les mouvements le long des failles (en échelon) apparaissant dans la couverture à l'aplomb de la faille située dans le socle (Riedel, 1929 ; Richard et al, 1989). Cependant le mouvement relatif de la couverture par rapport au socle, le long du décollement, reste de sens inverse à celui imposé dans le socle.

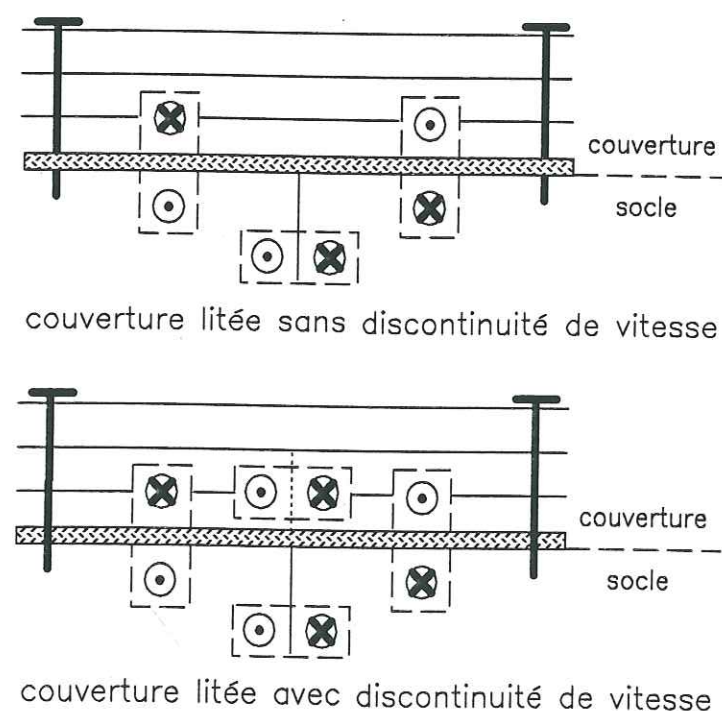


Figure 100 : Mouvements relatifs de la couverture décollée au-dessus du socle de part et d'autre d'un accident de socle (d'après Odonne, 1981).

Mouvement rentrant



Mouvement sortant



Dans le cas où la faille de socle, normale ou inverse, a une composante oblique, les failles créées dans la couverture se localisent à l'aplomb du compartiment de socle au mur de la faille (fig. 101, d'après Richard, 1991). Les mouvements le long du plan de décollement sont alors importants dans le segment reliant l'accident de socle à ceux de couverture.

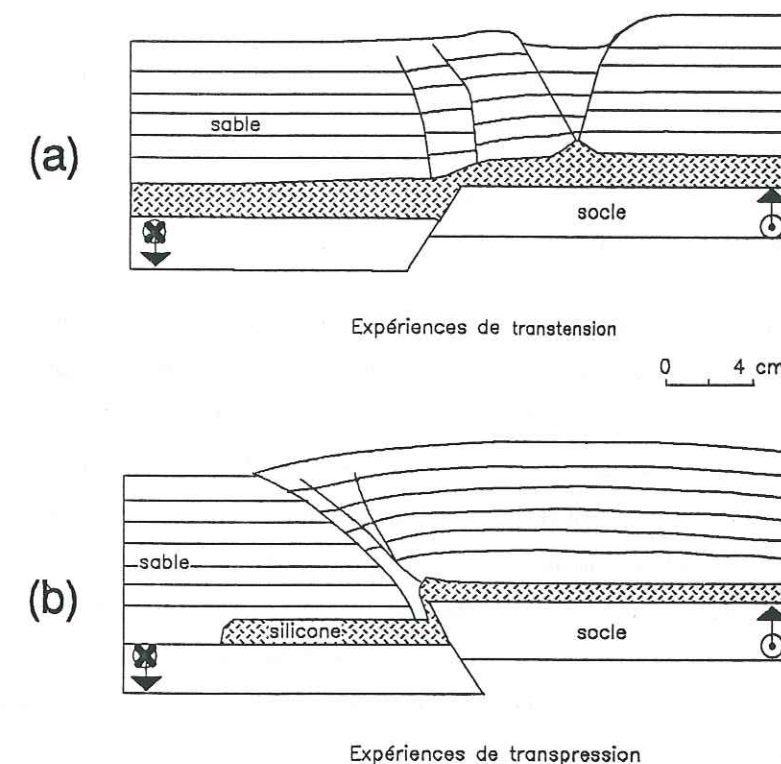


Figure 101 : Expériences analogiques de transtension (a) et de transpression (b) dans une couverture décollée au-dessus d'un socle faillé (d'après Richard, 1991).

Mouvement rentrant



Mouvement sortant



Ces expériences analogiques, réalisées avec des conditions aux limites simples montrent déjà une certaine complexité de détail concernant les sens de mouvements relatifs au voisinage des décrochements de socle majeurs. L'orientation des plis en échelons bien réglés se produisant sur un socle régulier fournit un bon marqueur du sens de décrochement. En revanche, un système complexe de plis de couverture associés à des variations d'épaisseur de séries, à des failles dans la couverture et à des failles de socle d'orientation différente de celle des accidents principaux est très difficile à interpréter.

2.3.5. Les structures plissées dans le secteur septentrional de la bordure SW

Le cas du chevauchement situé dans la partie septentrionale de la bordure SW du Broad Fourteens Basin est complexe, puisque la couverture n'est absolument pas isopaque et que seule la couverture du bassin est décollée de son socle. En effet, celle de la marge reste adhérente à son socle, les niveaux de décollement potentiels ayant été érodés et/ou dénudés tectoniquement lors de la formation du bassin au Jurassique supérieur. On peut néanmoins tirer quelques leçons des expériences analogiques citées précédemment. L'examen des plis affectant le secteur du chevauchement doit s'effectuer en deux temps :

. Les structures de la marge

Des failles d'orientation N110° affectent la marge. Elles ont subi une inversion limitée au Crétacé supérieur, et présentent selon le cas un décalage en faille normale ou en faille inverse à la base du Crétacé (fig. 97). Cette direction N110° est probablement héritée de l'orogénèse hercynienne (Ziegler, 1982) ; c'est d'ailleurs la direction de la limite d'extension du sel Zechstein vers le Sud (figure 81) Ces accidents N110° pourraient être dans la prolongation de ceux qui affectent le Sole Pit Basin.

Lorsque l'on s'éloigne de la bordure même du bassin, les niveaux de décollement potentiel du Zechstein sont de nouveau préservés sous la discordance cimmérienne. La direction des plis qui affectent la marge n'est pas constante, notamment, à l'approche des accidents N110° (fig. 97) Leurs orientations sont dispersées, et dans certains cas, leur torsion est compatible avec un sens de décrochement sénestre le long de ces accidents.

. Les plis du bassin

La plupart des plis situés à l'arrière du front de chevauchement ont une orientation analogue aux directions structurales qui commandent la bordure (N150° à N160° et N130° à N140°, ou à la direction N110° que présentent les accidents de la marge). Ils peuvent s'interpréter en terme de plis qui, dans une couverture décollée, se moulent sur les directions principales des structures du socle. En ce sens, ils sont comparables à des plis de rampe "passifs" associés au déplacement du chevauchement. Cette caractéristique expliquerait leur dispersion et leur obliquité par rapport au chevauchement. Il faut noter que si l'on se réfère, plutôt qu'à la notion de plis moulant les directions structurales du socle, à celle de plis en échelon dans une couverture isopaque à l'aplomb d'un décrochement, on n'aboutit à aucun schéma de fonctionnement clair de l'accident de bordure au Crétacé supérieur, et on pourrait conclure à partir de l'obliquité des plis aussi bien à un décrochement dextre (rapport interne, 1987), qu'à un décrochement sénestre.

2.3.6. Mouvements relatifs socle/couverture le long de la partie septentrionale de la bordure SW du Broad Fourteens Basin induits par une transpression sénestre

Le seul argument solide concernant le sens de cisaillement semble être le tracé du chevauchement, que je détaille ici. Sous l'influence de la composante décrochante de la compression, les contacts entre la marge, la couverture décollée et le socle du bassin évoluent au cours de l'inversion et les mouvements relatifs entre ces trois "blocs" changent (fig. 102).

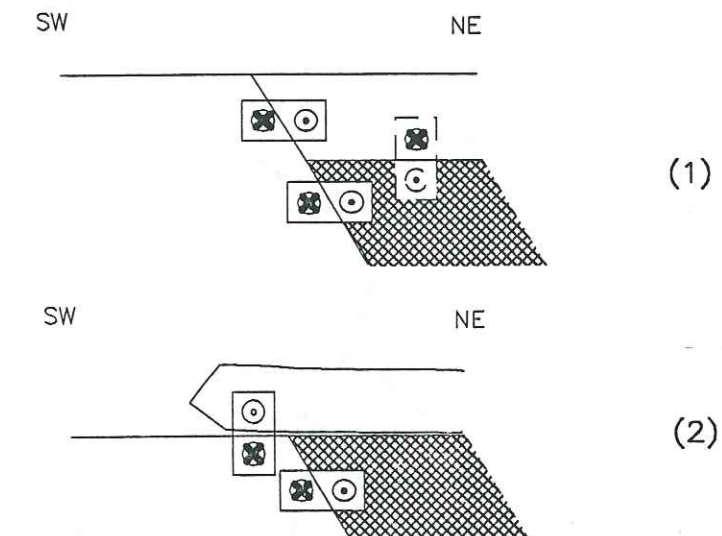


Figure 102 : Evolution des mouvements relatifs entre les trois compartiments (socle du bassin, couverture décollée et marge) lors de l'inversion structurale. 1) au début de l'inversion, 2) à la fin de l'inversion.

Mouvements relatifs des compartiments dans le plan perpendiculaire au schéma.

Mouvement rentrant



Mouvement sortant



Alors que les mouvements relatifs entre la marge et le socle du bassin restent inchangés, le sens de cisaillement à la base de la couverture décollée s'inverse. Le mouvement relatif (vers le Nord) de la couverture par rapport au socle de la marge peut accentuer la flèche apparente du chevauchement en déplaçant "les redans" cartographiques de la couverture comme la figure 103 le schématise. Il faut souligner que l'absence de bombement important du socle dans le redans que forme la bordure (coupe b) limite l'ampleur du mouvement décrochant sur la faille de socle la plus à l'Ouest. Aussi j'ai symbolisé un autre accident plus interne dont le mouvement décrochant participe au déplacement de la couverture.

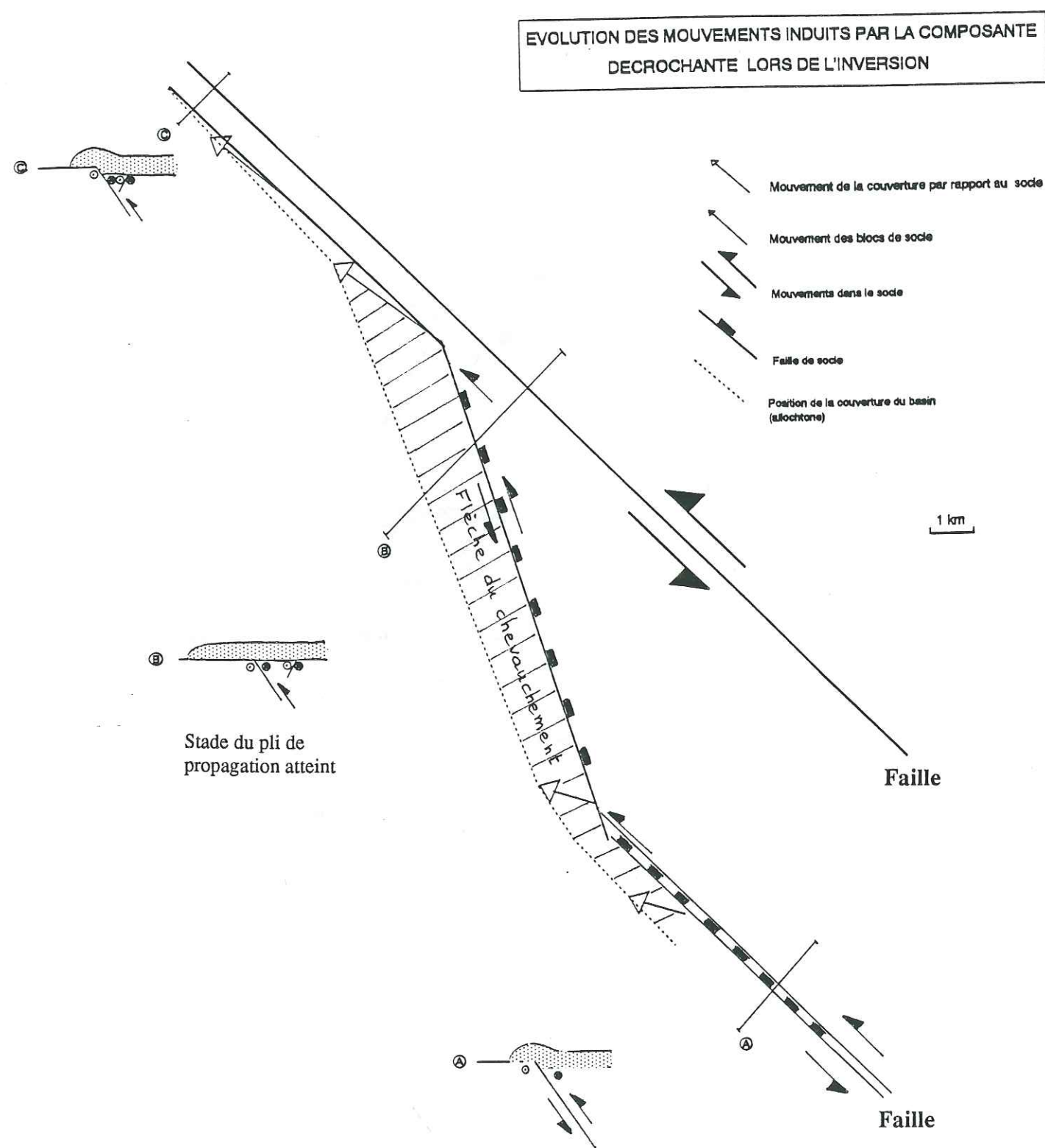


Fig 103: Les mouvements induits par la composante décrochante lors de l'inversion dans la partie septentrionale de la bordure S W.

3. Récapitulation

Le style tectonique du Broad Fourteens Basin est essentiellement régi par la présence ou l'absence dans la pile sédimentaire, de niveaux de décollement potentiels, (le sel triasique et le sel du Zechstein) dont les extensions latérales sont limitées par érosion ou par changement de faciès. La déformation de la couverture s'en trouve affectée autant en régime extensif, qu'en régime compressif.

En outre, la superposition de plusieurs phases tectoniques dans un tel contexte lithologique mène à l'élaboration de figures tectoniques particulières selon qu'il y a réactivation partielle ou complète de la structure antérieure et amortissement ou propagation de la déformation. Il s'agit d'écaillés de bordure (géométries en *shortcut*), de plis de propagation, de failles à trois branches concurrentes, de figures triangulaires...

La structuration du Broad Fourteens Basin a également été influencée par des mouvements obliques par rapport aux structures principales. Au Crétacé supérieur, la compression s'accompagne de mouvements décrochants sénestres qui amplifient notamment les chevauchements locaux des bordures septentrionales du bassin. Cette composante sénestre affectant des accidents N170° suggère une direction de la contrainte compressive régionale comprise dans le secteur angulaire N80 à N 170.

L'évolution du Broad Fourteens Basin, du Crétacé inférieur à la période actuelle est illustrée au chapitre suivant par l'équilibrage d'une coupe régionale.

**V - UNE SYNTHÈSE DES INFORMATIONS DISPONIBLES :
UNE ÉVOLUTION POSSIBLE DU BROAD FOURTEENS BASIN
DEPUIS LE CRÉTACE INFÉRIEUR TESTÉE PAR
LA MÉTHODE DES COUPES ÉQUILIBRÉES**

Ce chapitre synthétise les analyses effectuées précédemment, et me permet de tester la cohérence de l'évolution géodynamique, qualitative et quantitative, à laquelle elles m'ont menée : on présente ici une coupe régionale géométriquement "équilibrée".

1. Les informations disponibles d'après les données de subsurface

La figure 104 correspond à une transformation en profondeur grâce au logiciel INTEGRAL du pointé de profils sismiques migrés en temps. Les lois de vitesse utilisées proviennent d'une compilation des données de puits localisés le long de la coupe.

Une numérotation de 1 à 20 est utilisée pour désigner les failles dans la couverture, tandis que les lettres majuscules A à K correspondent à celles reconnues dans le socle.

2. Ajustements préliminaires

Les relations entre failles de socle et failles de couverture parfois indistinctes sur les documents sismiques [cas de (1) (2) (A) , (11) (F) , (12) (G)] et le manque de contrôle sur le tracé de certains accidents profonds laissent une certaine liberté d'interprétation. Des critères géométriques simples m'ont permis de compléter les données de subsurface utilisées avant d'équilibrer la géométrie globale de la coupe.

Cette étude réalisée le long d'une coupe perpendiculaire aux structures principales ne permet pas d'appréhender les mouvements longitudinaux transverses au bassin dont l'existence a été envisagée dans le chapitre précédent notamment à partir d'arguments cartographiques (fig.97 et 98). Ceux-ci peuvent affecter le détail des géométries proposées par une approche bidimensionnelle, et tout

spécialement la trajectoire des failles dans la couverture. J'ai cependant montré dans la première partie de ce travail que les résultats globaux liés à l'équilibrage - profondeur des niveaux de décollement déduite par la méthode des surfaces en excès, raccourcissement ou extension d'ensemble à l'échelle du bassin - sont moins sensibles à cette composante longitudinale. Ce sont sur ces approches "globalisantes" que je vais maintenant insister.

2.1. Relations failles de socle/ failles de couverture

Pour les relations socle/couverture, j'ai utilisé la méthode des surfaces transférées (chap. IV p.66-71), et pour le tracé des accidents de socle, j'ai comparé la longueur du toit du socle avec celle des couches de base de la couverture.

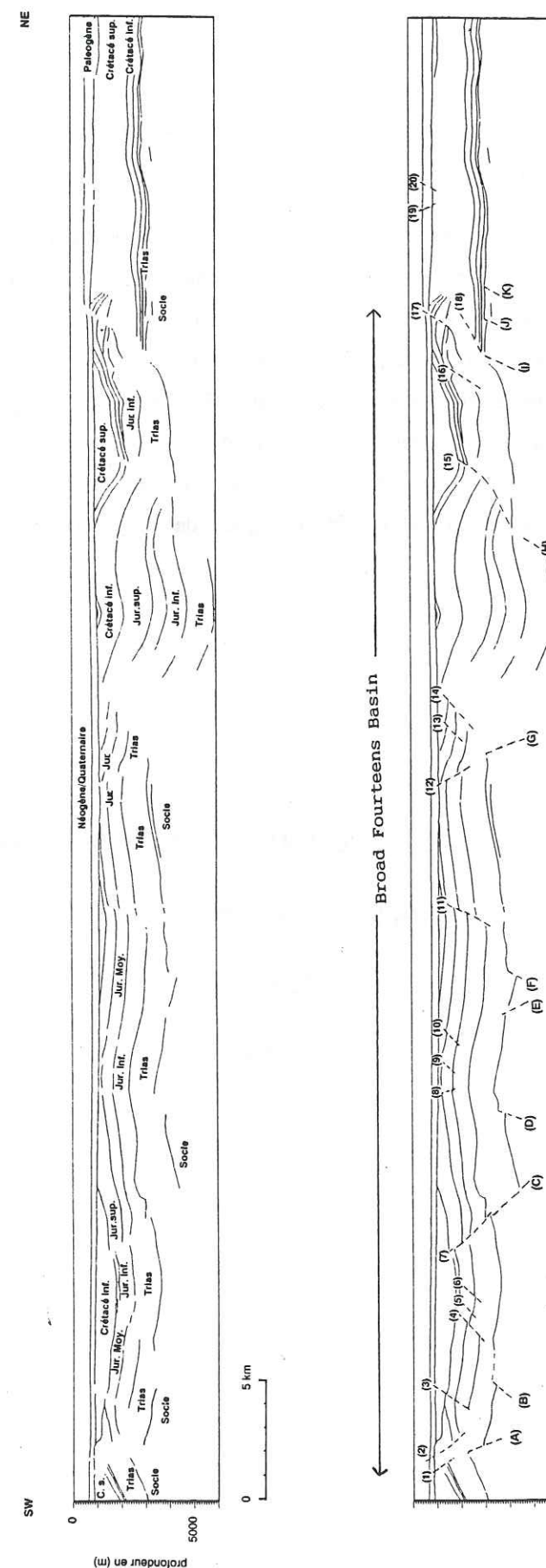
2.1.1. Cohérence entre géométries des corps sédimentaires et tectonique de décollement : utilisation de la méthode de la double surface transférée

- Le test par la méthode de la double surface transférée appliquée aux remplissages syntectoniques miocènes et paléocènes indique que le pendage de la faille (2) diminue vers le bas jusqu'à un niveau triasique dont le faciès sismique semble d'ailleurs confirmer qu'il s'agit d'évaporites (sel Röt probablement, cf. fig. 80).

- Au toit des failles (1) et (12), on ne note pas de structuration locale liée à un éventuel fonctionnement le long d'un niveau de décollement. L'examen d'autres profils parallèles à la coupe étudiée semble confirmer que l'un et l'autre de ces accidents sont des failles s'enracinant dans le socle. J'ai donc considéré que (1) se raccorde à (A) et (12) à (G).

- En ce qui concerne la faille (7), non réactivée au Tertiaire, les structurations locales affectant à son toit les formations crétacées et jurassiques sont peu claires en raison de l'érosion assez intense et de la présence d'un coussin de sel triasique à son pied. Ce dernier représentant un niveau de décollement potentiel idéal, la faille (7) sera tracée de façon à ce que son pendage diminue peu à peu jusqu'au sel triasique.

Transformation profondeur des réflecteurs géologiques identifiables



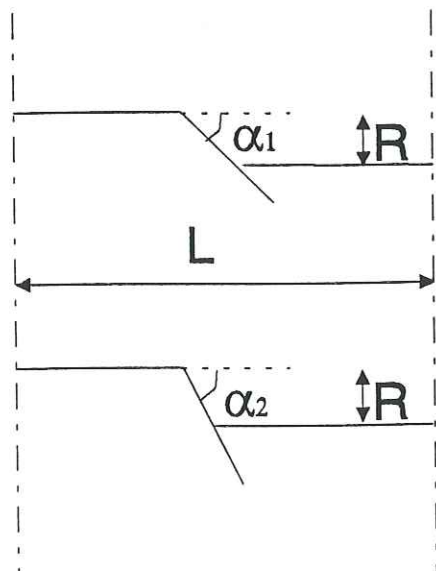
Localisation de la coupe étudiée

Figure 104 : Transformation profondeur des réflecteurs géologiques identifiables

2.1.2. Cohérence entre la longueur de la couverture décollée et la longueur de son socle

Le long de la coupe étudiée, on peut considérer qu'il n'y a pas eu d'extension notable pendant le Trias, c'est-à-dire que les longueurs des horizons au toit (niveaux argileux indurés ou dolomitiques) et à la base du Trias, assimilés respectivement à la base de la couverture décollée et au toit du socle sont identiques.

Sur l'interprétation initiale, la longueur du toit du Trias dans le bassin (47 km) est légèrement supérieure à celle de la base du Trias mesurée entre les mêmes points (45 km). Cette différence montre qu'il y a un léger déficit de socle qui peut être dû, soit à une mauvaise interprétation des pendages liée à la résolution sismique en profondeur, soit à l'implication d'écaillés de socle dans la déformation. La différence mise en évidence ici est cependant peu significative (4 %). Elle peut être résorbée facilement en jouant sur la valeur des pendages : j'ai donc privilégié une interprétation avec les accidents de socle raides et modifié en conséquence les pendages des accidents profonds les moins contraints par les données sismiques : (C), (G), (H) afin d'obtenir l'égalité des longueurs entre toit du socle et toit du Trias.



L longueur de la couverture

L_s longueur du socle

α_i pendage des accidents de socle

$$L_s = L - \cotg \alpha_i$$

Figure 105: Si on veut allonger la longueur de socle (L_s) sans changer la longueur de la coupe (L), il faut augmenter le pendage des failles.

2.2. Reconstitution des épaisseurs

La reconstitution des épaisseurs érodées s'appuie sur les résultats des chapitres précédents (II et III) de cette thèse et sur les travaux menés en parallèle par H. Trichon. Ce dernier a en effet montré que les sédiments du bassin situés sous la discordance cimmérienne présentent des anomalies de compaction actuelle. Selon leur localisation dans le bassin, elles indiquent que les sédiments ont atteint leur profondeur d'enfouissement maximal avant l'événement cimmérien tardif, ou juste avant l'inversion du Crétacé supérieur. Pour les sédiments de la partie Est du bassin (entre les failles (7 C) et (18 I) le long de la coupe étudiée), l'enfouissement maximal semble avoir été atteint pendant la phase d'inversion, juste avant que l'érosion associée à cette phase se produise. En revanche, pour ceux de la partie Ouest, il n'est pas certain que cet enfouissement maximal n'ait pas été atteint avant l'événement cimmérien tardif. En effet, l'érosion relative à cet événement affecte considérablement les formations jurassiques au voisinage des failles (4), (5), (6). Plus au Nord, dans la partie septentrionale de cette bordure Ouest du Broad Fourteens Basin, l'érosion affecte même les sédiments triasiques du bassin (fig. 76), et l'enfouissement maximal est atteint avant l'érosion cimmérien tardif.

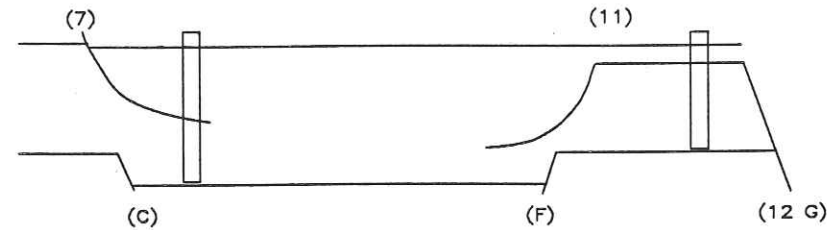
Cette histoire complexe de l'enfouissement doit être prise en compte pour reconstituer les épaisseurs par décompaction.

L'équilibrage de la coupe étudiée (fig. 104) a pour objet de proposer une évolution d'ensemble du bassin. Les données concernant les épaisseurs actuelles des sédiments proviennent du profil sismique, et sont donc tributaires à la fois de l'opération du pointé et de celle du choix des lois de vitesse utilisées lors de la transformation en profondeur. Compte-tenu de ceci, une procédure intégrale de *back-stripping* n'a pas été appliquée à chaque colonne verticale utilisée. J'ai opéré de la manière suivante le long de la coupe étudiée :

- Pour les sédiments du bassin situés à l'Ouest de la faille (7 C), l'étude des mouvements verticaux (chapitre III) a montré que les valeurs des érosions d'une part crétacé supérieur d'autre part cimmérien tardif sont assez proches l'une de l'autre, et de l'ordre de 1 à 2 km. Même si l'enfouissement maximal est atteint au début de l'inversion du Crétacé supérieur, la compaction se produisant entre le début du Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur serait limitée. Dans le cas extrême où l'enfouissement au Crétacé supérieur avant inversion excéderait de 1 000 m celui atteint avant l'événement cimmérien tardif, le changement d'épaisseur d'une colonne sédimentaire d'épaisseur actuelle de 1 500 m serait de 200 m entre les deux pics d'enfouissement crétacé supérieur et anté-cimmérien (estimation réalisée en utilisant l'abaque de décompaction de la figure 27), c'est-à-dire de l'ordre de 13 %. Une telle erreur est inférieure à la précision des données utilisées et j'ai donc considéré que les épaisseurs des séries n'ont pas évolué depuis le Crétacé inférieur (fig. 111, géométrie A).

- Pour la partie du bassin située à l'Est de la faille (7 C), la discordance cimmérienne n'est pas visible, et l'enfouissement maximal est atteint au début de la phase d'inversion.

Les deux colonnes sédimentaires, situées l'une au pied de la faille (7 C) et l'autre à l'Est du horst central (délimité par les failles (F) et (G)), documentent deux évolutions extrêmes de la compaction.



	Pied de la faille (7C)	Est du horst central
Erosion lors de l'inversion	2 000 - 2 500 m	3 000 - 3 500 m
Epaisseur actuelle des séries anté-cimmériennes	3 500 m	2 000 m
Epaisseur décompactée fini-crétacé inférieur (coupe B fig.111) (épaisseur de la série du Crétacé inférieur : environ 1 km)	3 700 m	2 200 m
Epaisseur décompactée fini-jurassique (coupe A fig.111)	4 150 m	2 800 m

Tableau 3

La loi de Athy (9) étant exponentielle, il apparaît clairement que la plus grande partie de la compaction se produit au début de l'enfouissement. Le tableau 3 indique que l'épaisseur des terrains anté-crétacés varie de manière sensible durant le dépôt du Crétacé inférieur et de moins de 10 % entre la fin du Crétacé inférieur et l'actuel.

Dans mes reconstitutions, j'ai donc décompacté les sédiments anté-cimmériens avant le dépôt du Crétacé (fig. 111, coupe A) entre les failles (7 C) et (12 G).

2.3 Evolution de l'activité crétacée des structures tectoniques de la coupe

Le jeu des accidents majeurs a été repéré de façon à toujours respecter, lors des déformations successives, l'enregistrement sédimentaire des événements. Ces observations ont été synthétisées sur des diagrammes d'analyse de la subsidence différentielle (fig.106).

L'information sismique n'étant pas exploitable sur toute la coupe étudiée, il m'a fallu au préalable reconstituer la géométrie et l'activité de certaines failles (1 A), (12 G) conformément à l'évolution géodynamique décrite au chapitre II et à la démarche suivie au chapitre III.

2.3.1. Faille (1 A)

Un des traits les plus marquants de la coupe présentée sur la figure 104 est l'absence de structure plissée clairement exprimée sur la bordure SW du bassin, contrairement à sa bordure opposée.

Compte-tenu de cette géométrie et de celles observées sur les différents profils analysés sur cette bordure SW du bassin (chap. III), j'ai interprété la zone sismique inexploitable au voisinage de la faille (1) de la figure 104 comme une structure compressive au mur d'un accident principal (1) se prolongeant dans le socle, tandis que son compartiment au toit est recoupée par la faille (2) se raccordant au niveau de décollement du Trias, et inversée au Crétacé supérieur.

Cette interprétation, où voisinent des structures décollées et non décollées est complexe, et plusieurs origines sont envisagées pour l'expliquer :

- La faille (1) se trouve au voisinage de la limite latérale des dépôts salifères constituant des niveaux de décollement potentiels (fig. 81). Cette limite est en fait complexe, et la transition entre faciès salifères et faciès non salifères sur la marge du bassin triasique n'est pas abrupte. Aussi le compartiment au mur de la faille (1) peut ne pas être décollé du socle sous-jacent, celui au toit de la faille (2) être décollé, et le compartiment entre les failles (1) et (2) voir le décollement s'amortir à son aplomb.

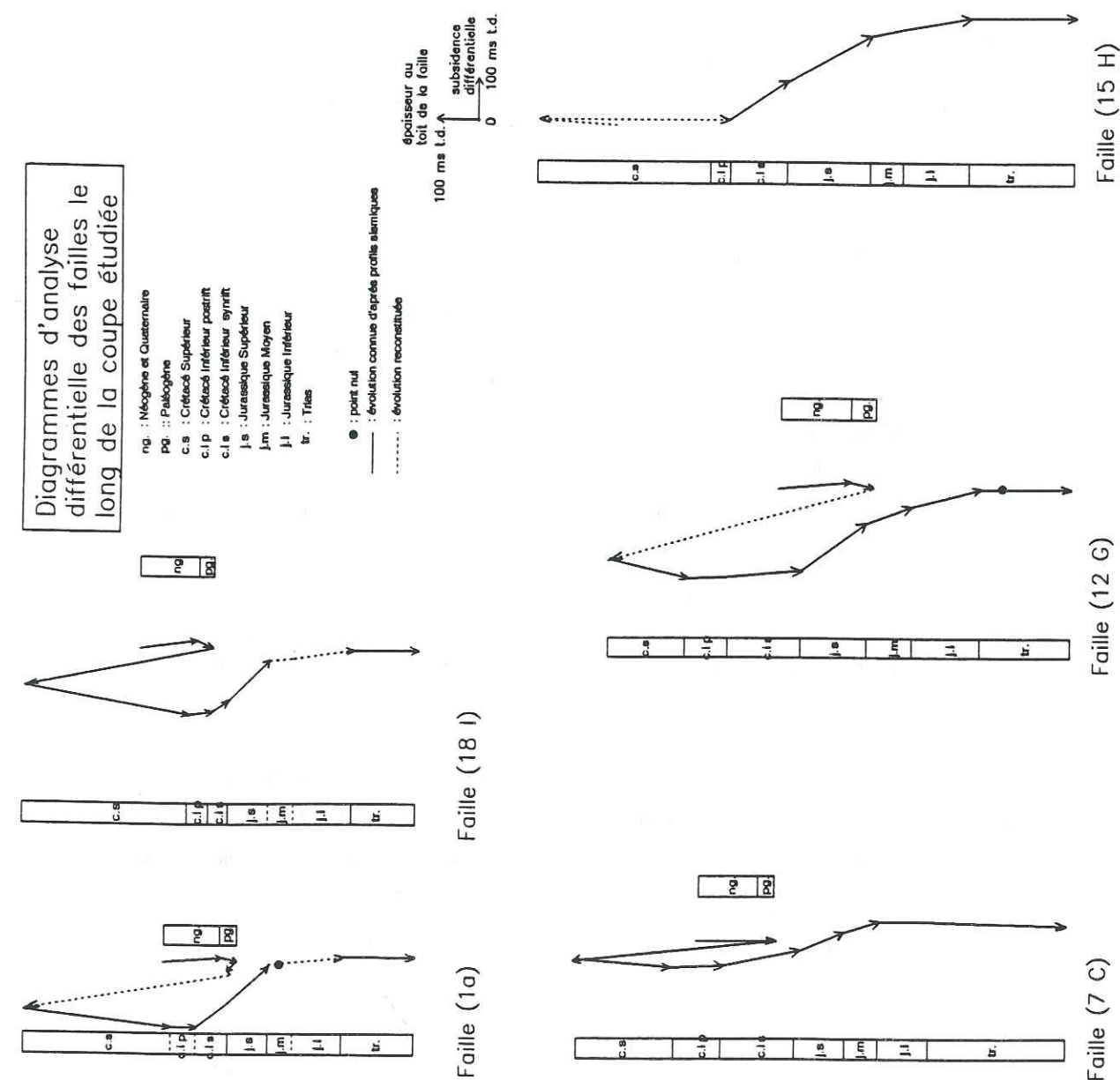


Figure 106 : Diagrammes d'analyse de subsidence différentielle des failles le long de la coupe étudiée

Le comportement d'une couverture reposant par l'intermédiaire d'un niveau basal ductile sur son socle dépend du type de sollicitation et de l'épaisseur de recouvrement. L'étude concernant la compétition entre fracturation et réactivation (Huyghe et Mugnier, 1992, annexe 1), montre que l'activation d'un niveau de décollement, mécaniquement faible, et peu penté (fig. 21), ne peut s'opérer qu'à partir d'une certaine profondeur d'enfouissement. Par conséquent, même si les niveaux salifères sont identiques de part et d'autre de la faille (1A), ils ne peuvent être activés qu'à partir d'un certain enfouissement, enfouissement jamais atteint sur la marge, mais atteint dans le bassin durant le Jurassique supérieur, comme le suggère la figure 107.

2.3.2. Failles (12), (13) et (14)

Dans cette portion du document sismique, des réflexions peuvent être reconnues, mais leur distinction des "bols" de migration et leur attribution à un niveau stratigraphique n'est pas possible de façon certaine.

Choissant toujours en première hypothèse l'évolution géologique la plus simple, j'ai prolongé la structure plissée en l'amincissant légèrement en direction de l'accident (G) considéré comme une faille majeure décollant le socle. La faille (12) se trouve alors directement dans sa prolongation, et les failles (13) et (14) semblent être des failles secondaires au toit de (12G) avec de faibles rejets (fig.104).

3. Les mouvements anté-crétacés observables le long de la coupe étudiée

3.1. Croissance d'un coussin de sel triasique

On peut observer un coussin de sel triasique au pied de la faille (7). L'examen plus détaillé des terminaisons des réflexions à son contact, et la forme des sédiments sus-jacents permettent de lui attribuer une croissance précoce, maximale au Lias (onlaps liasiques, jurassique moyen et jurassique supérieur), probablement liée au fonctionnement de l'accident de socle sous-jacent (C) à chaque événement tectonique extensif (fig.108 a).

3.2. Evidence de la sollicitation des plans de décollement.

Au toit de la faille de bordure NE du bassin (I 18 sur la figure 104), le Lias et le Trias sont plissés. Cette structuration, scellée par les dépôts du Jurassique moyen et à l'origine de la forte discordance angulaire du Lias sous le Jurassique moyen, notamment au toit de la faille (I 18) est illustrée par la figure 92. Cependant, ce plissement n'affecte pas le socle sous le Zechstein, qui, dans cette zone, est salifère.

Les deux dernières observations conduisent à interpréter les plis observés dans la couverture comme des plis de rampe formés à l'aplomb de failles de socle. Ceci signifie que des niveaux de décollement, probablement évaporitiques ont fonctionné dès le Lias dans le Broad Fourteens Basin.

Si le processus de déformation du Lias peut être envisagé à partir de la géométrie observable sur des profils sismiques comme ceux des figures 92 ou 104 (pli de rampe "passif" en extension), la qualité des documents dans la zone accidentée rend difficile à chiffrer la valeur de l'extension liasique mise en évidence ici.

3.3. Structuration jurassique

Les déformations jurassiques observées sont :

- les failles normales (4) et (6) et la faille inverse (5). Ces accidents affectent le Lias et sont scellés par la discordance cimmérien tardif. L'érosion des dépôts du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur rend impossible toute observation concernant leur signification.

- la structuration antiforme des dépôts jurassiques au toit de la faille (2). Cette amorce de pli est scellée par la discordance cimmérien tardif. Cependant, l'érosion cimmérien tardif a effacé toute information susceptible de préciser pendant quelle période anté-crétacée les formations jurassiques se sont structurées. En revanche, il est probable que cette déformation antiforme au pied de la faille (2) ait permis la préservation locale de la quasi-totalité des dépôts jurassiques lors de la phase d'érosion cimmérien tardif.

La faille (5), faiblement inverse et l'antiforme décrit ci-dessus étaient probablement l'argumentation des partisans d'une phase de transpression fini-jurassique (DES, rapport interne 1990).

Mais ces observations ne me paraissent pas suffisantes pour affirmer l'existence d'une étape compressive, en effet :

- des conditions locales de relais peuvent induire des phénomènes de transpression. Dans un contexte d'ensemble extensif, des failles d'importance et de rejet inverse limités peuvent alors apparaître.

- la structure antiforme au toit de la faille (2) et voisine de la faille (5) peut être interprétée comme un "roll-over" en extension, ceci en accord avec l'interprétation proposée par de nombreux auteurs pour la période d'activité tectonique du Jurassique supérieur. Ceci me paraît plus simple que d'invoquer une étape de déformation compressive peu justifiée et compliquant l'évolution structurale du Broad Fourteens Basin.

- j'ai montré par la méthode de la double surface transférée que la faille (2) se raccordait probablement à un niveau de décollement au niveau du sel du Trias. De ce fait, l'antiforme situé à son toit correspondrait effectivement à un roll-over, ou à une structure "halocinétique" au sens large. L'étude des mouvements verticaux de la bordure SW me permet d'envisager, que les dépôts jurassiques se sont probablement structurés en roll-over pendant la période d'activité tectonique extensive maximale, c'est-à-dire au cours du Jurassique supérieur, comme l'indique la figure 107. Mais l'information sismique contenue sur la ligne utilisée pour réaliser la figure 104 n'est pas clairement exploitable dans cette zone accidentée, et l'évolution proposée reste schématique.

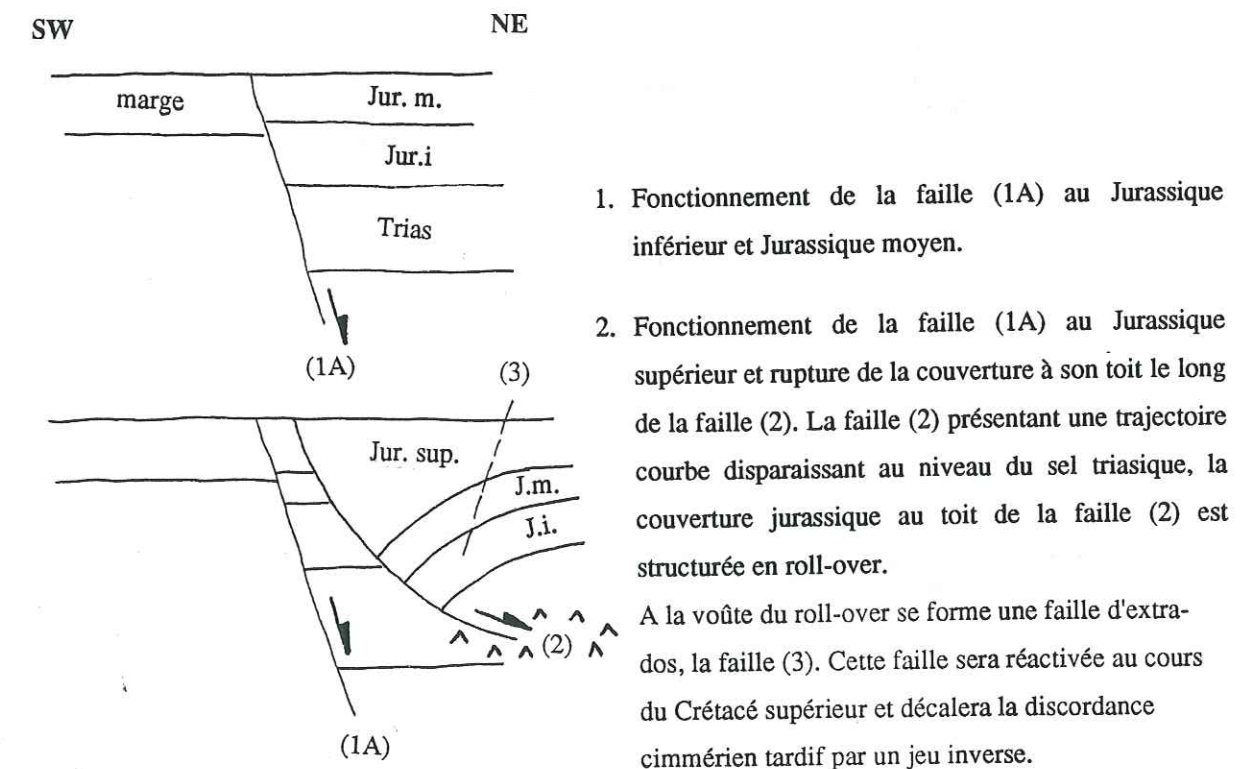


Figure 107 : schéma d'une évolution possible des failles (1A), (2), et (3)

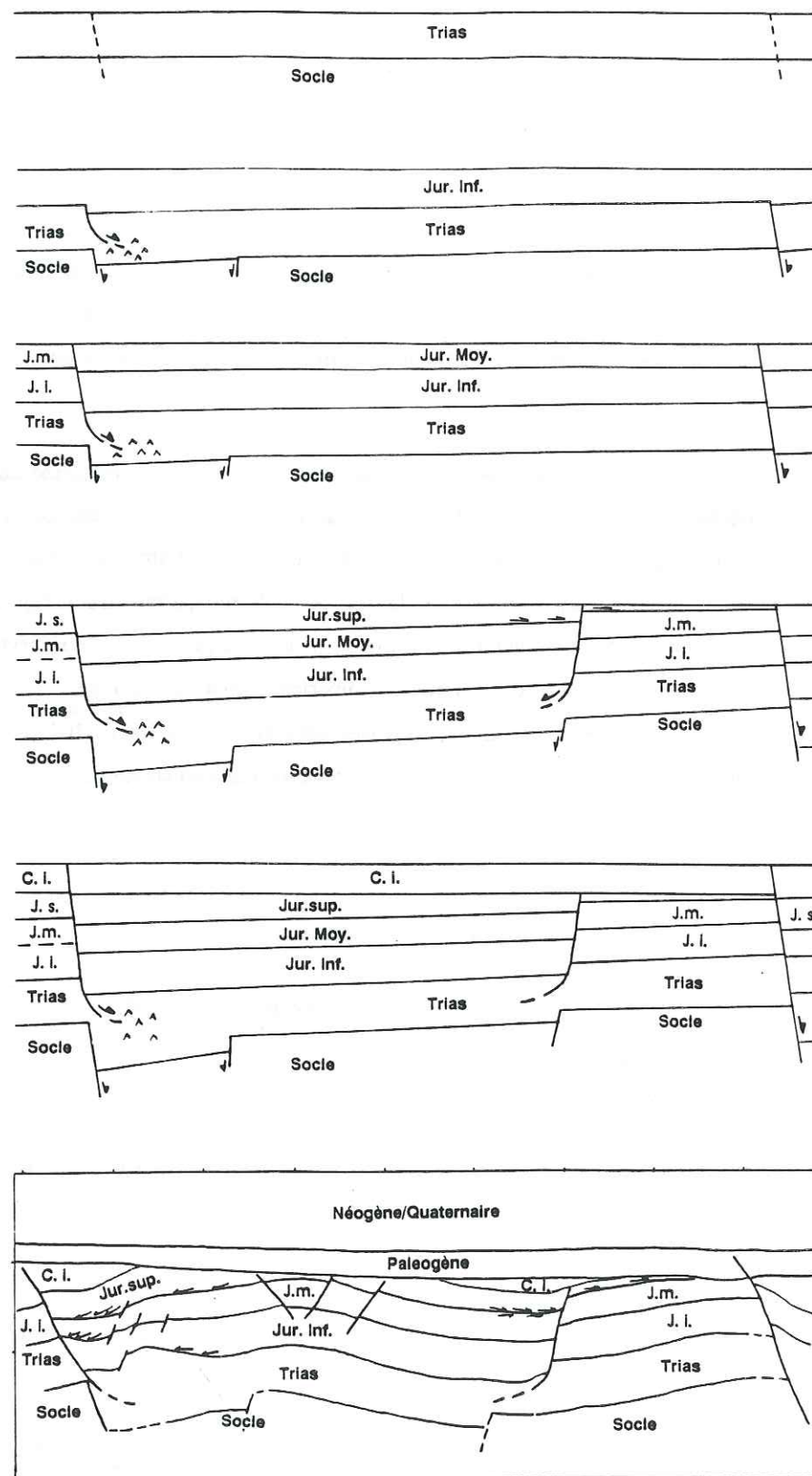


Figure 108 : a) Extrait de la coupe régionale étudiée dans ce chapitre

b) Reconstitution depuis le Jurassique de l'évolution des structures (7C), (11 F) et (12 G)

3.4. Indices de basculement d'un des compartiments principaux du bassin

Au centre de la coupe étudiée, de part et d'autre de la faille (11), on observe (fig.108a) que :

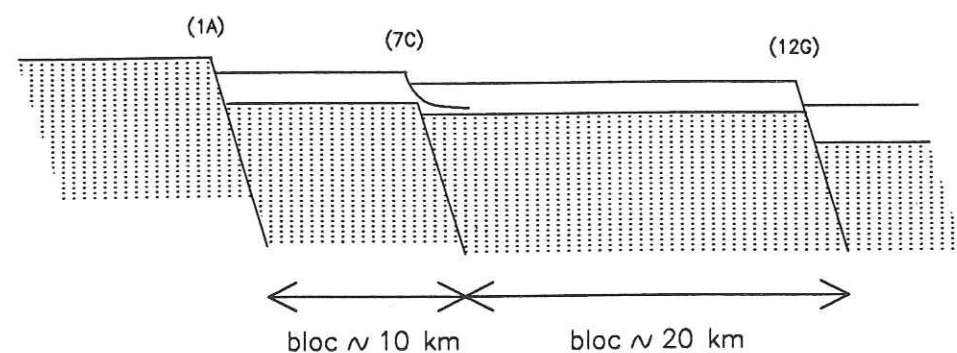
- les sédiments du Jurassique supérieur se sont déposés en onlap du SW vers le NE sur le Jurassique moyen. De ce fait, la série du Jurassique supérieur s'amincit progressivement vers le NE.
- l'activité de la faille (11) est contemporaine du dépôt des sédiments du Jurassique supérieur dont elle accentue brutalement l'amincissement vers le NE. La faille (11) est scellée par les derniers dépôts du Jurassique supérieur.
- le Jurassique moyen paraît également s'amincir très progressivement vers le NE : les bancs les plus sommitaux montrent des terminaisons latérales en top lap sous le Jurassique supérieur. En revanche, les séries liasiques et triasiques sont isopaques.

Les onlaps observables à la base du Jurassique supérieur de part et d'autre de la faille (11) pourraient être les témoins non seulement d'une élévation du niveau marin, mais aussi d'un basculement progressif vers le SW du bloc sous-jacent. Ce basculement pourrait avoir débuté avant la fin du Jurassique moyen provoquant ainsi une légère érosion des dépôts contemporains.

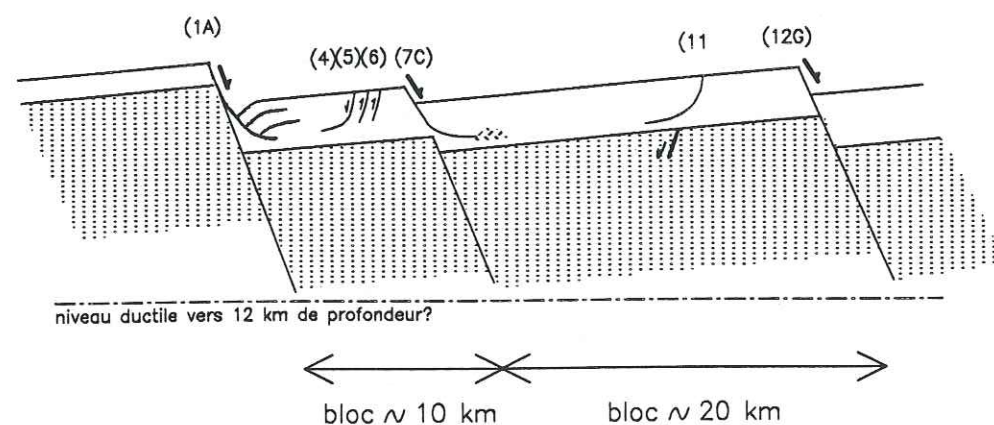
Le basculement mis en évidence par ces figures sédimentaires pourrait être lié à l'étirement du Broad Fourteens Basin, ce qui suggère que l'activité de rifting du bassin débute avant la fin du Jurassique moyen, c'est-à-dire plus précocement que ce qui est classiquement envisagé (Ziegler, 1982 ; van Wijhe, 1987).

La faille (11) se crée pendant la période de basculement des blocs principaux, individualisant ainsi un compartiment secondaire qui forme un petit horst immergé. Au cours du Jurassique supérieur, la faille (11) est scellée, et le petit horst perd peu à peu sa caractéristique de point haut (fig.108a et b).

L'activité de la faille (11) est contemporaine du basculement du bloc majeur délimité par les failles (7 C) et (12 G). La couverture se serait faillée à l'aplomb d'une faille de socle (F) active durant la rotation du bloc sous-jacent. Cette faille (F) tronçonnerait un des plus larges blocs de croûte supérieure sous-jacents au Broad Fourteens Basin en deux éléments de taille inférieure à 15 km, dimension plus favorable à un basculement le long de failles planes dans un modèle en "domino" (Jackson et White, 1989) (fig.109).



Extension et basculement des blocs



••• Sel triasique

Figure 109 : Schéma inspiré de Jackson et White (1989), adapté à l'évolution du Broad Fourteens Basin au cours du Jurassique supérieur.

4. Equilibrage global de la coupe étudiée

Les paragraphes précédents ont permis d'ajuster localement des géométries incertaines et de séparer certaines des déformations antérieures au Crétacé de celles postérieures au Crétacé. Je présente maintenant la rétrodéformation et l'équilibrage de la coupe étudiée entre la période actuelle et le début du Crétacé.

4.1 Les étapes de la rétrodéformation

Conformément à l'évolution géodynamique générale du bassin, décryptée grâce à l'étude des corps sédimentaires crétacés/tertiaires (chap.II) et à l'analyse des mouvements différentiels des accidents majeurs de la bordure SW (chap.III), je considère cinq grandes périodes d'activité dans le Broad Fourteens Basin :

- la période anté-rift : Permien supérieur à Jurassique moyen inclus,
- les périodes principales d'extension regroupant le rifting Jurassique supérieur et l'extension Crétacé inférieur (Néocomien + Barrémien ?),
- la période post-rift : Albien/Aptien ?
- la période d'inversion structurale du Crétacé supérieur,
- la période récente composée d'une faible inversion paléogène et d'une extension néogène/tertiaire.

Pour annuler les structurations acquises lors de chacune de ces étapes, j'ai reconstitué la géométrie de dépôt des horizons scellant la déformation en annulant les plissements et le jeu des failles. Ceci revient à effectuer une remise à plat des horizons, en négligeant les accidents morphologiques de petite dimension comme les chenaux de ravinement et celles plus importantes liées à l'existence de pentes éventuelles. L'étude détaillée des corps sédimentaires du Crétacé inférieur n'a pas révélé de reliefs notables dans le bassin. En revanche, on pourrait envisager l'existence de paléopentes pendant la période d'instabilité tectonique du Crétacé supérieur, mais la craie s'étant déposée à une profondeur inférieure à 65 m (Bless, 1991), ces pentes devaient être faibles et de ce fait négligeables pour l'équilibrage d'une coupe régionale de plus de 50 km de long.

Les horizons remis à plat seront plutôt, pour des raisons techniques, des horizons documentant des événements sédimentaires dont la signature sismique (changement lithologique induisant une forte variation de l'impédance acoustique) est nette et homogène sur toute la zone d'étude, et qui ne correspondent pas nécessairement à des coupures franches entre les événements tectoniques eux-mêmes.

En l'occurrence, on considérera en première approximation :

- Que la géométrie de la figure 111.B, réalisée après le dépôt de l'horizon V5, correspond à la géométrie à la fin de la tectonique extensive, alors que notre étude de détail montre plutôt que c'est l'horizon à la base de l'unité V4 qui scelle l'activité tectonique. L'approximation concerne ici les épaisseurs des unités V4 et V5. Leur condensation probable sur la marge NE et l'extension limitée de l'unité V5 vers le SW entraîne une réduction de moins de 1/8 de l'épaisseur totale probable du Crétacé inférieur syn-tectonique représentée sur la figure 111.B.

- Que la géométrie de la figure 111, réalisée juste avant les premiers dépôts de craie (unité C1) correspond à une géométrie juste avant l'inversion, alors que celle-ci débute lors du dépôt de l'unité intra-craie C3, horizon délicat à pointer et à corréler. Cette approximation entraîne un écart de 80 ms td. (130 m environ), soit 1/15e de l'épaisseur totale probable de la craie.

On aboutit ainsi aux étapes de rétrodéformation schématisées sur la figure 110. Ces rétrodéformations appliquées successivement à la coupe actuelle modifiée selon les procédés décrits précédemment conduisent au schéma évolutif de la figure 111.

4.2. Signification et rôle des structures tectoniques

4.2.1 Failles majeures, limites de blocs

Entre les deux failles majeures de bordure limitant le Broad Fourteens Basin vers le SW (1 A) et vers le NE (18 I), trois autres accidents montrent un jeu différentiel important à chaque phase tectonique. Ce sont les structures (7 C), (12 G), (15 H), bien que cette dernière n'ait pas été réactivée pendant l'inversion structurale.

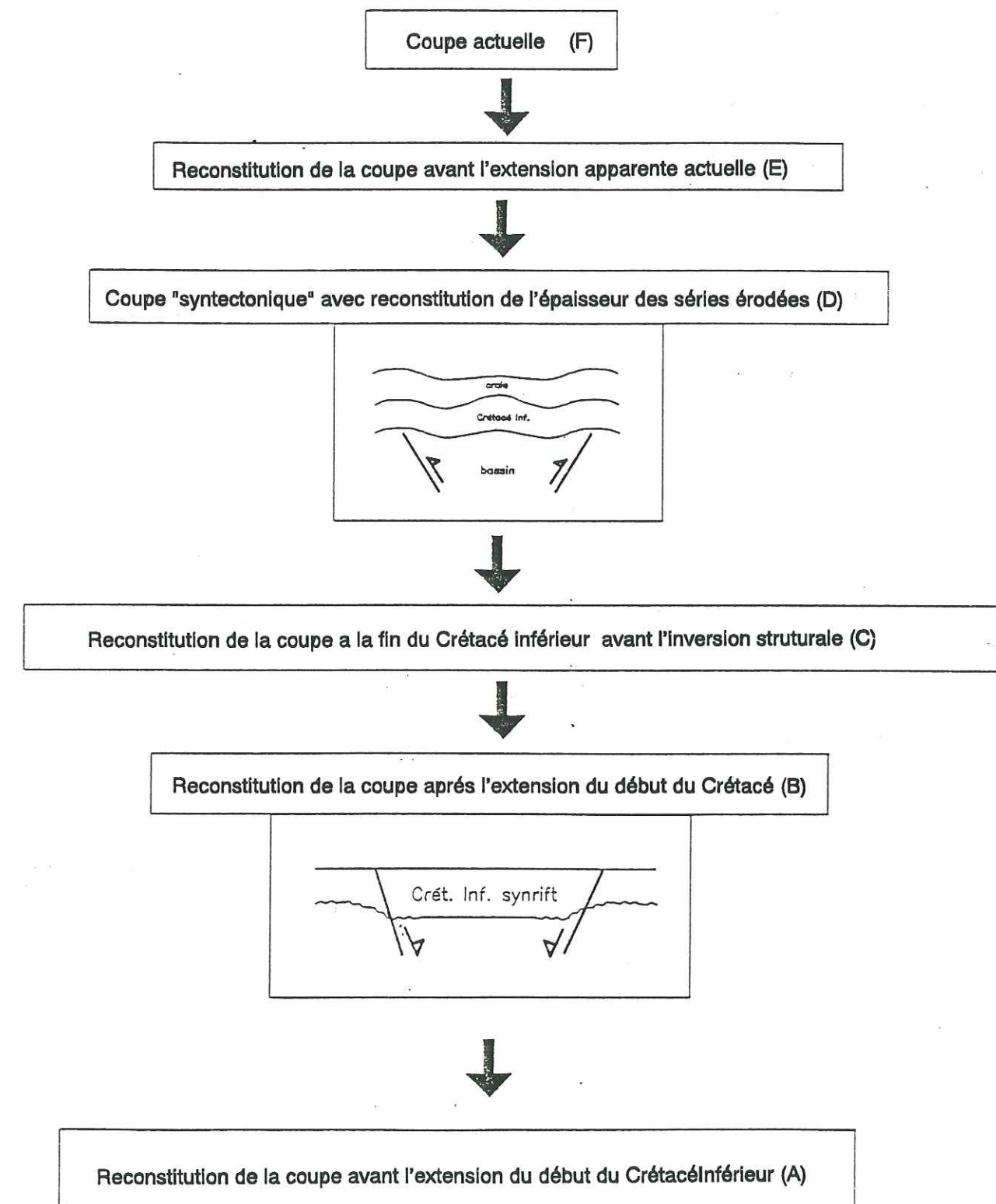
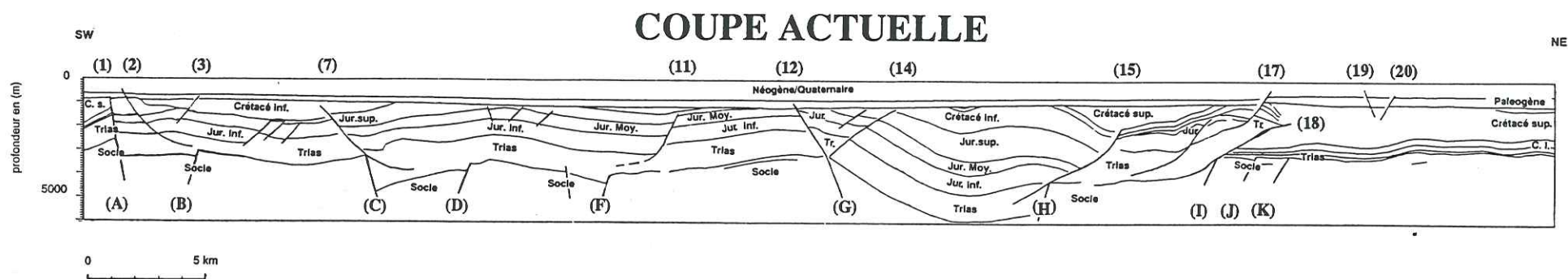


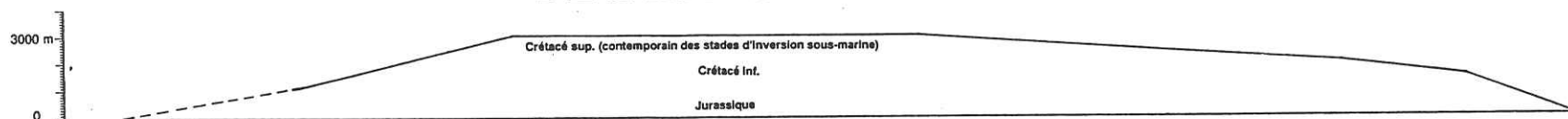
Figure 110 : Les étapes envisagées pour la rétrodéformation du Crétacé au Quaternaire



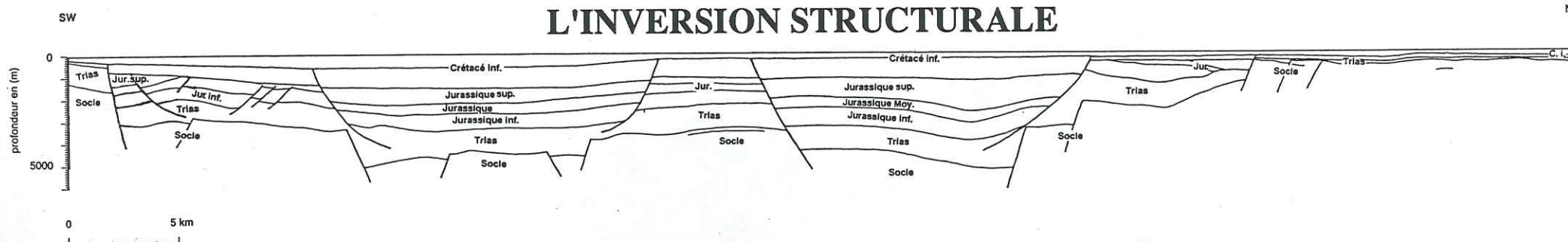
**RECONSTITUTION DE LA COUPE
AVANT L'EXTENSION RECENTE**



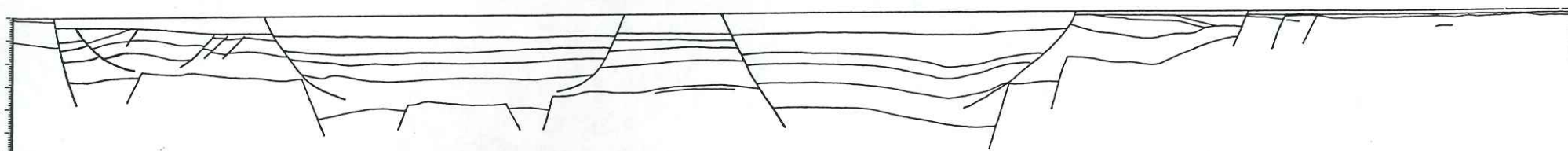
**RECONSTITUTION
DE L'ÉPAISSEUR DES SÉRIES ÉRODÉES**



**RECONSTITUTION DE LA COUPE AVANT
L'INVERSION STRUCTURALE**



**RECONSTITUTION DE LA COUPE APRES
L'EXTENSION DU DEBUT DU CRETACE**



**RECONSTITUTION DE LA COUPE AVANT
L'EXTENSION DU DEBUT DU CRETACE**

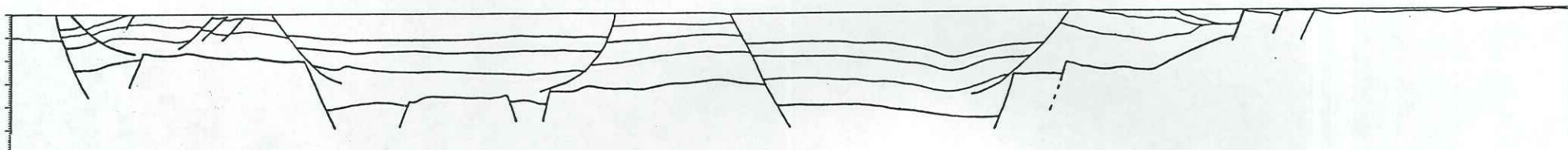


Figure 111 : Rétrodéformation de la coupe étudiée

Ces failles sont régulièrement espacées d'une dizaine de kilomètres et montrent une activité, moins forte, mais contemporaine de celle des failles de bordure. Elles ont donc eu un rôle structural important tout au long de l'évolution géodynamique du bassin, et il me semble que ces accidents majeurs délimitent des blocs qui ont une taille horizontale assez proche de celle de l'épaisseur de la croûte supérieure fragile (Jackson et White, 1989).

Par ailleurs, il faut signaler que la marge SW est elle-même structurée car située dans la zone accidentée en relais entre le Broad Fourteens Basin et le Sole Pit Basin ; ceci explique le basculement durant l'inversion du bloc localisé à l'extrémité SW de la coupe (fig. 111).

Les autres failles semblent être des structures d'importance secondaire, dont l'apparition souvent plus tardive est liée à des accommodations de la couverture aux déformations successives.

4.2.2 Failles mineures liées aux événements du Crétacé supérieur

- Failles d'extrados : c'est le cas des failles (8), (9), (10), qui apparaissent à la voûte d'un large anticlinal lié à l'inversion structurale. La faille (13) possède un rejet normal sans toutefois que les compartiments qu'elle délimite ne montrent d'épaississement. Sa localisation proximale de la voûte d'un pli néo-crétacé butant au pied de la faille (12) m'a conduit à l'interpréter également comme une faille d'extra-dos.

- Structure en fleur : ce type de failles constitue un système antithétique des failles principales s'enracinant dans le socle. C'est ainsi le cas de la faille (14) qui pourrait s'apparenter à une structure en fleur positive développée à l'aplomb d'une faille ayant une composante décrochante, la faille (12G) (Richard et Cobbold, 1989).

4.2.3. Failles d'activité extensive récente

Les failles (2) et (17) reprennent respectivement en extension les structures compressives plissées des bordures SW et NE. Ce sont, en surface, les failles de bordure tertiaires du Broad Fourteens Basin.

4.3 Estimation de l'extension/raccourcissement

Suite à l'équilibrage de la coupe, on obtient, le long d'une direction horizontale transverse au bassin, les taux d'allongement $[(L \text{ finale} - L \text{ initiale}) / L \text{ initiale}]$ suivants estimés à partir de la figure 111 entre deux points de référence, l'un situé sur la marge SW, l'autre sur la marge NE:

- longueur du socle anté-triasique : 53,4 km
(coupe A) + 8 % Etirement
- longueur de la coupe anté-crétacé : 57 km
(coupe A) + 1 % Etirement
- longueur de la coupe avant l'inversion structurale : 57,5 km
(coupe C) - 12 % Raccourcissement
- longueur de la coupe après l'inversion structurale : 51,2 km
(coupe E) Pas de changement notable
- longueur de la coupe actuelle : 51,3 km
(coupe F)

Compte-tenu des incertitudes liées aux valeurs estimées ci-dessus (migration, choix des lois de vitesse pour transformation temps-profondeur, erreurs de mesure, incertitudes des reconstitutions géométriques, incertitudes liées à l'obliquité respective des directions d'extension et de compression par rapport à la coupe étudiée, ...), on ne retiendra que leur ordre de grandeur, afin de les comparer avec les résultats d'études concernant la géométrie d'autres bassins inversés.

Exemples de bassins inversés	Raccourcissement (%)	Allongement (%)	Elévation du socle
Versant Sud des Pyrénées (Munoz et al, 1991)	50	20	> 5 km
Bassin Delphino-Helvétique des Alpes Occidentales (Mugnier et al, 1990)	33 à 50	0 à 20	> 6 km
Broad Fourteens Basin (Cette étude)	10 à 12	8	3 km
Wessex Basin (Simpson et al, 1990)	2 à 3		1,5 km
Sole Pit Basin (Badley et al, 1989)	3	?	1,5 km
Central Graben (Cartwright, 1990) (Kooi, 1989) (Ziegler, 1982)	Quelques pour-cent	15 à 40	0,5 km

Tableau 4

Remarques :

- Hayward et Graham (1989) obtiennent un raccourcissement tout à fait comparable (environ 10 %) pour la phase d'inversion du Broad Fourteens Basin, bien que leur reconstitution de la géométrie jurassique du bassin diffère sensiblement de la mienne.

- Le Broad Fourteens Basin, tout en apparaissant comme l'un des bassins intracontinentaux les plus inversés se différencie très clairement d'une chaîne de collision par son faible raccourcissement.

Récapitulation :

L'équilibrage d'une coupe transverse au Broad Fourteens Basin a permis de valider la cohérence géométrique de l'interprétation géologique du profil sismique correspondant, en partie basée sur les résultats des analyses sédimentaires et tectoniques détaillées précédemment.

Cette étude a montré que les failles profondes qui affectent le socle ont des pendages relativement élevés. Le long de la coupe étudiée, le socle du Broad Fourteens Basin semble subdivisé en quatre blocs majeurs de 10 à 20 km de large, délimités par des failles actuellement partiellement inversées. Ces blocs paraissent avoir légèrement basculé lors de l'extension maximale de la fin du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur. La couverture est affectée par un plus grand nombre d'accidents qui soit s'enracinent dans le socle, soit se prolongent dans un niveau incompetent de la couverture (le plus souvent à l'aplomb d'accidents profonds). Ces niveaux de décollement, actifs dès le Lias sont sollicités durant les différentes phases tectoniques.

L'équilibrage de la coupe permet en outre de constater que, le long d'une direction transverse au bassin, les extensions du Jurassique et du Crétacé inférieur, et le raccourcissement relatif aux inversions structurales du Crétacé supérieur sont du même ordre de grandeur (environ 10 %).

Ceci tendrait à montrer que le Broad Fourteens Basin est une structure totalement inversée où le raccourcissement compense l'allongement. Pourtant, la surrection du socle d'environ 3000 m au centre du bassin n'égale pas l'ampleur des subsidences antérieures (les épaules du bassin sont actuellement toujours plus hautes que son socle, dans la plupart des cas) et l'inversion ne peut pas être considérée comme un simple mouvement de va et vient qui annule la première phase d'extension.

Cette remarque m'a conduite à étudier les mécanismes profonds de l'inversion. Pour cela, je vais situer le Broad Fourteens Basin dans un contexte plus régional, et chercher à mieux cerner le lien qui existe entre les mouvements verticaux et horizontaux.

VI - L'EVOLUTION DU BROAD FOURTEENS BASIN A L'ECHELLE CRUSTALE ET REGIONALE

Suite aux études précédentes, je récapitule dans ce chapitre l'évolution géodynamique du Broad Fourteens Basin. J'essaie à partir des apports de cette étude de comprendre les mécanismes de déformation profonds du Broad Fourteens Basin, tant en extension qu'en raccourcissement. Pour cela, je m'appuie non seulement sur les résultats de cette étude obtenus à partir de données de subsurface, mais aussi sur les données géophysiques qui illustrent les structures profondes de la région du Sud de la Mer du Nord.

1. L'ouverture du Broad Fourteens Basin

1.1 Etape du Jurassique supérieur et événements cimmérien tardif et moyen

Il existe dans le Nord du Broad Fourteens Basin des indices de mouvements tectoniques dans les derniers dépôts du Jurassique moyen (chap. V), et localement une discordance entre les dépôts du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur qui semble correspondre à l'événement cimmérien moyen d'âge aalénien à bajocien (Ziegler, 1982, van Wijhe, 1987). Il est donc probable que les marges du Broad Fourteens Basin aient été affectées par une érosion liée à cet événement, mais ceci ne peut être définitivement prouvé dans la mesure où l'érosion cimmérien tardif se superpose à l'événement érosif antérieur.

L'événement cimmérien tardif quant à lui s'exprime sous forme d'une surface de discontinuité uniquement sur les bords du Broad Fourteens Basin et sur ses marges. Cet événement est scellé par les dépôts du Valanginien moyen. L'important basculement des couches sous la surface d'érosion cimmérien tardif sur les bords du bassin et sous les surfaces d'érosion cimmérien tardif et cimmérien moyen confondues sur les marges, et la grande quantité de sédiments érodés (> 2000 m) témoignent de l'origine tectonique d'un ou des deux événements. Des émissions volcaniques datées à 144 MA et des intrusions magmatiques (160 MA) renforce ce point de vue (Dixon et al., 1981). Il n'est

cependant pas exclu que ces mouvements n'aient pas été contemporains de variations importantes du niveau marin (Haq et al., 1987).

1.2 Etape d'extension crétacé inférieur

Suite à l'événement cimmérien tardif, des traces d'étirement du bassin sont encore enregistrées dans la sédimentation du Crétacé inférieur. Mais les dépôts syn-rifts du Crétacé inférieur (unités V1, V2, V3) débordent du bassin du Jurassique supérieur aussi bien vers le SW que vers le NE. Cette étape débute dès le Valanginien moyen, simultanément avec une élévation du niveau marin. L'allongement du bassin pour cette étape syn-rift est d'environ 1 % pour une épaisseur de dépôts marins d'origine terrigène d'environ 1000 m.

1.3 Etape crétacé inférieur post-rift

L'activité tectonique est scellée par le dépôt de l'unité V4 au cours de l'Hauterivien, et la subsidence thermique diminue peu à peu jusqu'au Cénomani.

Vers l'Est, les premiers dépôts du Crétacé inférieur post-rift (unités V4 et V5) se cantonnent à nouveau en deçà de la faille de bordure du graben jurassique supérieur qui semble marquer la morphologie par un talus s'effaçant néanmoins assez rapidement.

Un événement de signification probablement globale se superpose à la subsidence thermique du Broad Fourteens Basin, il est enregistré sous forme d'une surface d'érosion très discrète entre les unités V5 et H1 ; il est classiquement attribué à la mise en place de l'accrétion océanique dans le Golfe de Gascogne (Aptien/albien), mais cette interprétation et la datation de cet événement sont discutables (chapitre II).

Au dessus de cette surface de discordance, l'extension des corps sédimentaires du Crétacé inférieur post-rift semble s'effectuer dans le cadre d'un nouveau cycle transgressif-régressif pendant une partie duquel se développe une sédimentation carbonatée (unités H1, H2).

Pendant les premiers 25/30 MA de la période de subsidence post-rift, on enregistre environ 500m de dépôts à l'aplomb du bassin crétacé inférieur syn-rift.

Les corps du Crétacé inférieur n'avaient jamais été finement étudiés. Cette étude spécifique a permis de préciser l'enchaînement des différentes étapes de l'évolution géodynamique du Broad Fourteens Basin, de restituer l'allure du bassin avant l'inversion structurale en reconstituant les différentes séries érodées. Ce type de reconstitution n'avait jamais été tenté, et les coupes équilibrées proposées par Hayward et Graham (1987) ne rendaient que partiellement compte de l'aspect du bassin avant inversion. Ceci pourrait en partie expliquer pourquoi ces auteurs décrivent le Broad Fourteens Basin comme un bassin asymétrique. Dans ce travail, j'ai montré à plusieurs reprises que le Broad Fourteens Basin n'était pas formé d'un seul bloc, mais d'au moins quatre blocs majeurs d'environ 10 km de long chacun; ce qui ne rend pas compte d'une asymétrie générale.

Des données géophysiques profondes étant disponibles sur la zone étudiée (profil écoute longue Mobil 7), et de nombreux modèles d'étirement ayant été élaborés en Mer du Nord, leur examen semble indispensable pour proposer un schéma des structures profondes du Broad Fourteens Basin.

1.4 La déformation extensive sous le Broad Fourteens Basin/ Eléments de discussion

1.4.1 Profil sismique longue écoute Mobil 7

La ligne sismique Mobil 7 (Birps, 1987) traverse le sud de la Mer du Nord à partir de la plate-forme Brabant-London au Sud, jusqu'au Cleaver Bank High au Nord, zone stable en marge du Central Graben (fig.112).

Sous les sédiments post-calédoniens et sous une zone uniformément transparente correspondant vraisemblablement à la croûte supérieure, les réflexions de la croûte inférieure sont bien développées quoique la base de la croûte soit difficile à déterminer vers le Sud du profil. Ces réflexions sont prolongées à l'aplomb de la bordure de la plate-forme Brabant London par un alignement de réflecteurs du manteau modérément inclinés vers le SW (Blundell et al., 1991). Ces structures caractéristiques ont été reconnues dans la majeure partie du Sud de la mer du Nord, associées soit à la bordure de la plate-forme du Brabant, soit à la zone de suture du Iapetus.

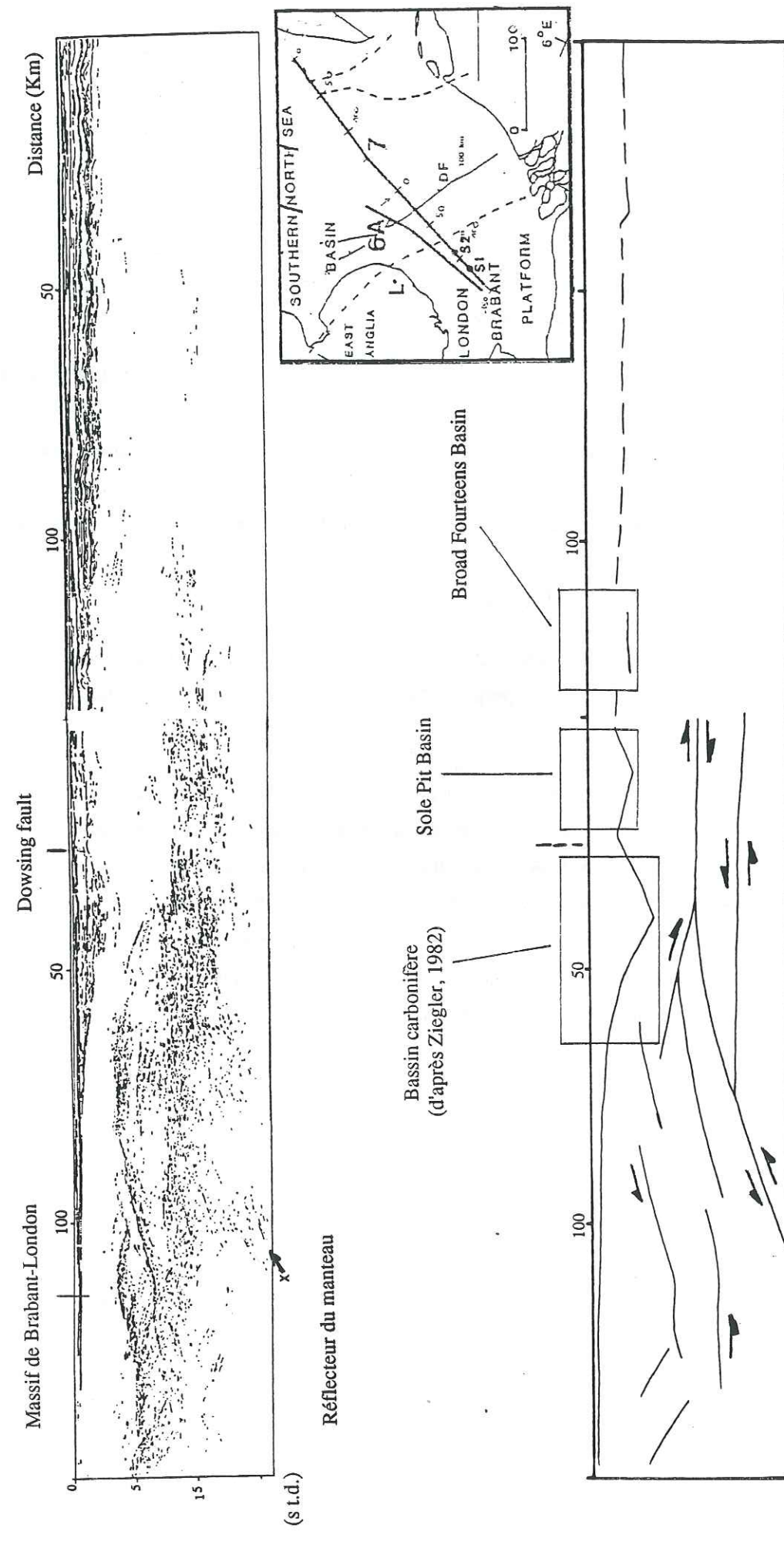


Figure 112 : profil sismique longue écoute Mobil 7 (d'après Blundell et al., 1991)

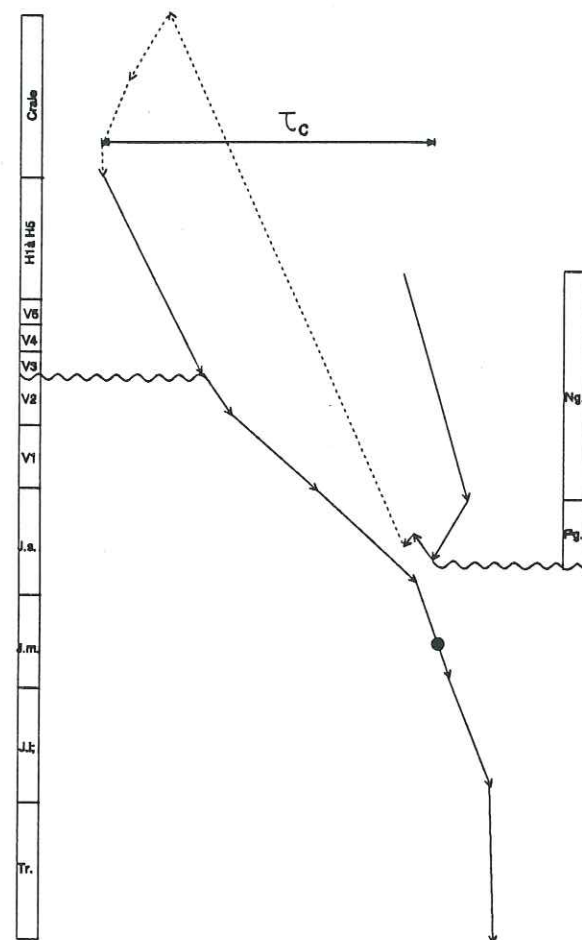
Vers le NE, la signature sismique de la croûte inférieure est très différente et est relativement transparente. Ceci pourrait être dû à l'absence d'interfaces suffisamment réfléchissantes dans cette zone (Blundell et al., 1991), ou bien à l'amortissement du signal sismique par le sel du Zechstein présent sur la marge NE qui masquerait alors les éventuelles traces de déformations crustales. De ce fait, on n'observe aucune déformation crustale sous le Broad Fourteens Basin. Le document de synthèse publié ne permet pas non plus dans les premières secondes d'acquisition du signal de distinguer si le bassin est un demi-graben limité vers le SW par une faille listrique majeure ou s'il est formé de plusieurs blocs majeurs, comme je l'ai montré dans cette étude.

1.4.2. Les modèles géophysiques proposés

A l'exception du profil Mobil 7, la plupart des profils longue écoute sont situés plus au Nord par rapport à notre zone d'étude, et les mécanismes de formation des bassins mésozoïques de la Mer du Nord sont souvent discutés à partir des exemples des grabens du Nord et du Centre de la Mer du Nord. Leur évolution jusqu'au Crétacé inférieur est assez similaire à celle des bassins du Sud de la Mer du Nord (Ziegler, 1982), et les modèles développés à partir de ces bassins sont utiles à la compréhension de ma zone d'étude.

Sclater et Christie (1980), Barton et Wood (1984), Klemperer (1988) et White (1989) pensent que l'étirement homogène (McKenzie, 1978) est la meilleure explication pour la formation et l'évolution structurale des bassins de la Mer du Nord. Par ailleurs, Beach (1986), Coward (1986), et Gibbs (1987) prennent position pour un modèle en cisaillement simple (Wernicke, 1985). Cependant, les détachements plats le long desquels se produit le cisaillement simple relatif à la formation des bassins ne sont, selon White (1989), pas observables en sismique longue écoute ; cette dernière ne permettrait d'ailleurs pas d'argumenter en faveur de l'un ou l'autre des modèles cités ci-dessus. La meilleure façon d'appréhender le mode de formation d'un bassin est fondée selon White (1988), sur l'observation de la géométrie de la subsidence post-rift. Pour rendre compte de cet aspect, un diagramme d'analyse de la subsidence différentielle a été réalisé pour chaque bordure par rapport au centre du Broad Fourteens Basin (fig. 113). Cet aspect géométrique du bassin est d'autant mieux illustré qu'on se dégage des événements locaux de faible longueur d'onde. Globalement, la géométrie du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur syn-rift d'une part, et celle du Crétacé inférieur post-rift d'autre part paraissent relativement symétriques par rapport à l'axe du bassin et leurs dépocentres coïncident assez bien.

Bordure SW



Bordure NE

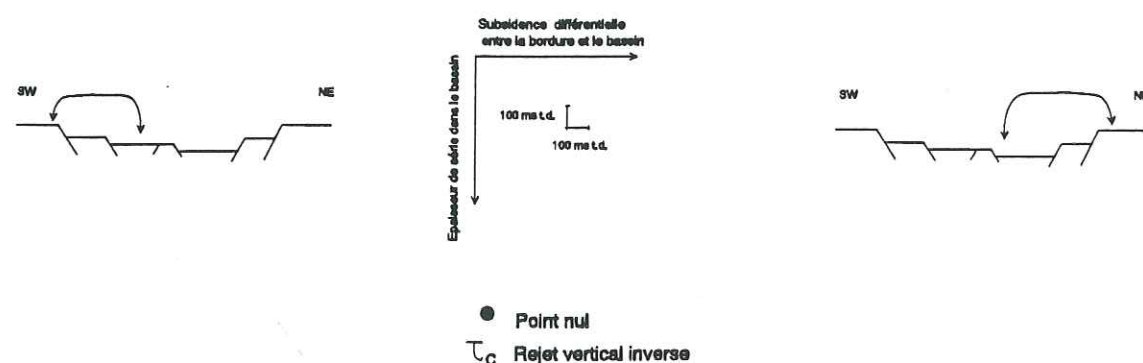
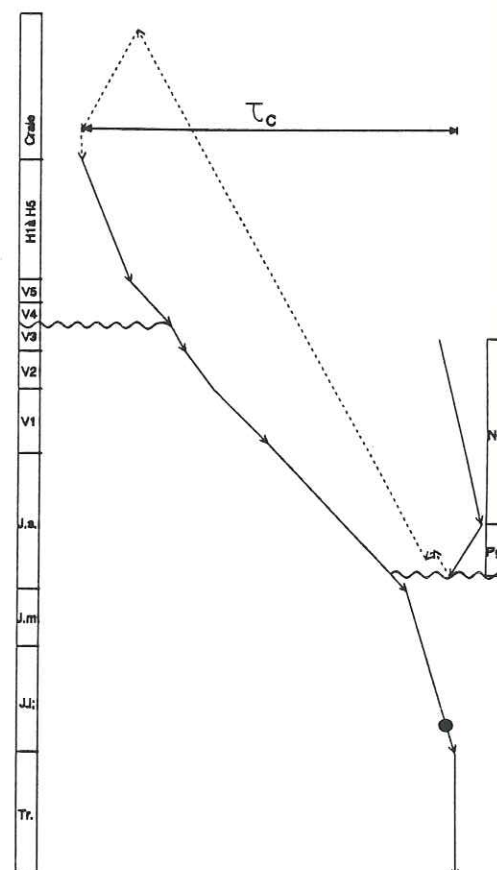


Figure 113 : Comparaison de l'évolution de la subsidence différentielle des bordures SW et NE du Broad Fourteens Basin.

Deux légères dissymétries sont cependant mises en évidence sur la figure 113 :

· l'une concerne l'épaisseur des dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur syn-rift sensiblement plus importante dans la partie NE du bassin que dans sa partie SW,

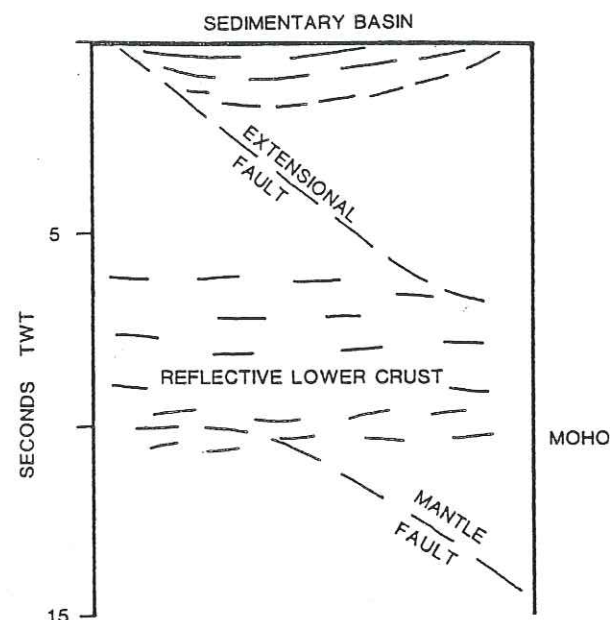
· l'autre est liée aux premiers dépôts post-rifts (V4/V5) dont l'épaisseur réduite ou le non dépôt sur la marge NE témoigne du rôle morphologique de la faille qui délimite la bordure du bassin jurassique supérieur. En effet, bien qu'inactif, cet accident continue de séparer morphologiquement la marge, du bassin, pendant le début de la phase de subsidence thermique. Cette situation ne concerne que la marge NE du Broad Fourteens Basin et ne dure pas puisque la géométrie des dépôts post-rifts suivants est à nouveau symétrique par rapport à l'axe du bassin. En revanche, sur ce diagramme représentatif de l'évolution géométrique et géodynamique de chacune des deux bordures du bassin, on n'observe en aucun cas la dissymétrie décrite par Hayward et Graham (1989).

D'après mes observations, les dépôts syn-rift et post-rift montrent une géométrie relativement symétrique par rapport à l'axe du bassin, s'apparentant pour cette raison mieux à un modèle de McKenzie (1978). En outre, si on compare les épaisseurs des dépôts post-rifts pour les premiers 25 MA de la période de subsidence thermique, et la surrection des marges liée au phénomène de rifting avec les résultats du modèle de White et McKenzie (1988), on a une certaine similarité, même si l'ampleur des mouvements verticaux dans le Broad Fourteens Basin par rapport à l'étirement estimé paraît très important. Cependant, ceci n'implique pas pour autant le même mécanisme de déformation homogène en profondeur. En effet, le mécanisme d'extension pourrait varier avec celle-ci, comme l'ont déjà suggéré Badley et al. (1989) pour le Viking Graben, aboutissant à un modèle de déformation hétérogène (Reston, 1990) à deux, voire trois couches de comportement différent vis à vis d'une extension.

Suite à la compilation des réflecteurs observés dans toute la Mer du Nord, Reston (1990) suggère que ces réflecteurs fonctionnent par paires. Ainsi, la déformation ductile du manteau le long de zones de cisaillement n'excluerait pas l'observation de bassins symétriques en surface. Matthews et Cheadle (1986) ont développé, d'après les images de sismique profonde observées en Mer du Nord un modèle de déformation hétérogène entre la croûte supérieure et le manteau, la croûte inférieure (litée) apparaissant comme un niveau de découplage entre ces deux entités (fig.114).

Si la position très septentrionale du profil Mobil 7 par rapport au Broad Fourteens Basin n'apporte qu'une information périphérique et n'éclaire pas les liens génétiques susceptibles d'exister entre le Broad Fourteens Basin et le Central Graben, la qualité des données ne contredit pas un modèle où l'extension dans la croûte inférieure serait localisée plus particulièrement à l'aplomb de la bordure Ouest

du bassin. Une telle localisation de l'amincissement de la croûte inférieure pourrait expliquer la forte surrection des blocs tectoniques (2000 m) observée dans la partie Nord de la bordure SW du Broad Fourteens Basin sous la discordance cimmérienne (dans cette zone du bassin, les anomalies de compaction actuelles sont en effet dues à l'événement cimmérien).



The typical BIRP cartoon of lithospheric reflectivity (adapted from Matthews and Cheadle [1986]); the lower crust may decouple the upper crust from the mantle.

Figure 114 : Modèle de déformation hétérogène (d'après Matthews et Cheadle, 1986, modifié)

2. Inversion du Broad Fourteens Basin au Crétacé supérieur

2.1 L'évolution de la couverture

A partir du Turonien, un régime de compression se superpose à la subsidence post-rift du bassin. Le jeu des failles s'inverse donnant lieu à des chevauchements le long des bordures septentrionales du bassin. Alors que sur les marges du Broad Fourteens Basin se dépose une sédimentation crayeuse d'environ 1500/2000 m, le bassin est surélevé et subi une érosion dépassant 3000 m vers son centre. Le raccourcissement provoqué par cette compression crétacé supérieur est d'environ 10 %.

Mon étude a montré grâce à la reconstitution des corps sédimentaires du Crétacé :

- que l'érosion liée à l'inversion structurale avait été relativement symétrique de part et d'autre du bassin,
- que les mouvements verticaux sont importants par rapport au raccourcissement estimé à environ 6 km.

2.2 La déformation compressive sous le Broad Fourteens Basin - Eléments de discussion

L'importance des mouvements verticaux m'a conduite à essayer d'estimer leur profondeur d'origine. Pour cela, j'ai utilisé une approche cinématique et géométrique simple que l'on compare à un modèle isostatique.

L'approche cinématique est schématisée sur la figure 115 : on y définit une pseudo-fibre neutre, niveau auquel les mouvements de surrection dans un système en compression s'annulent. Un raisonnement analogue à celui des surfaces transférées adopté au chapitre IV (p. 163 à 170), permet de déterminer ici la profondeur de cette pseudo-fibre neutre.

Le long de la coupe régionale équilibrée au chapitre précédent (fig.111), on peut estimer la surface en excès totale lors de l'inversion structurale positive à environ 160-170 km². Le raccourcissement du bassin lié à cette phase tectonique étant de 5-6 km, la profondeur H calculée se situe entre 26 et 34 km.

Ce résultat obtenu par une approche purement cinématique et géométrique doit être comparé à celui obtenu en posant le problème en termes d'isostasie. Le relief édifié dans le centre du bassin durant l'inversion est érodé au fur et à mesure de la surrection (fig. 56) et la perturbation appliquée à la lithosphère en terme de charge verticale se réduit alors au remplacement de sédiments par des roches crustales plus profondes et plus denses.

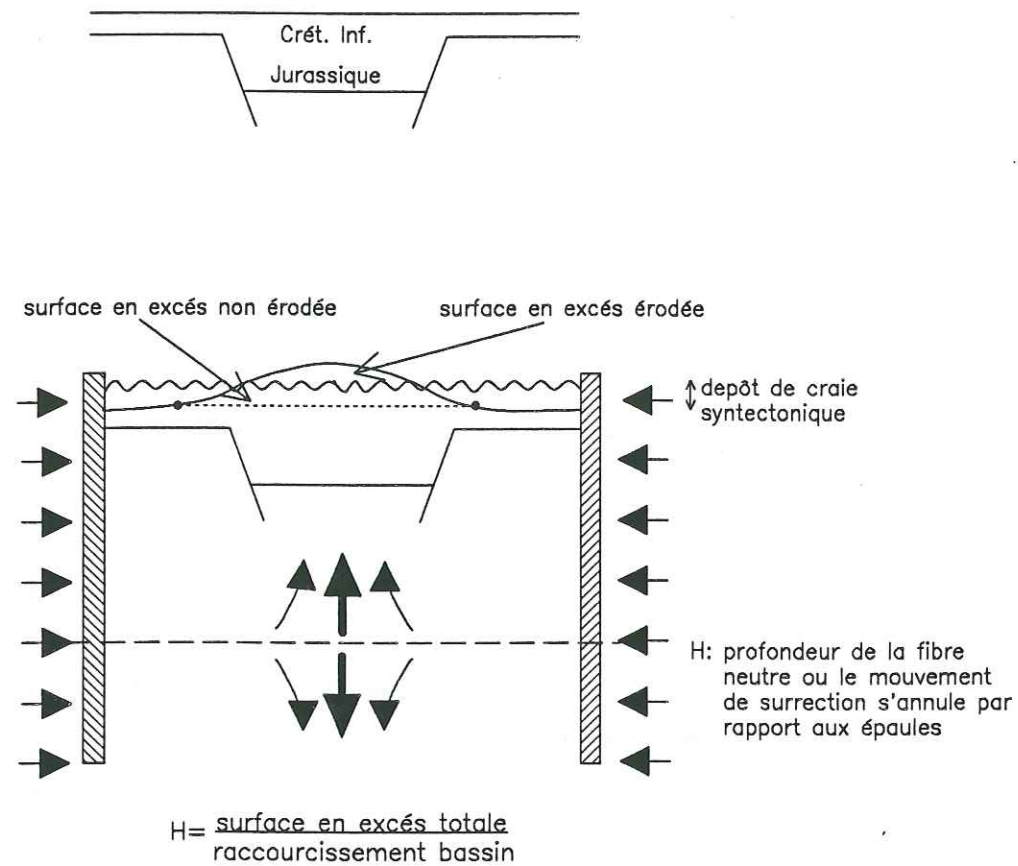


Figure 115 : Modèle cinématique et géométrique

Dans le cas extrême où l'on considère que la compensation isostatique s'effectue localement, et où les densités moyennes des roches sont celles indiquées sur la figure 116, l'approfondissement du Moho (ΔH) sous le bassin par rapport à celui localisé sous ses épaules est calculé par (Le Pichon et Sibuet 1981) :

$$\Delta H = \frac{\rho_c - \rho_s}{\rho_m - \rho_c} \cdot H_e \quad \text{soit de l'ordre de } 0.8 \cdot H_e$$

Ceci signifie que les mouvements verticaux en base de croûte déduits de ce modèle isostatique local sont du même ordre de grandeur, mais de sens opposé à la surrection du bassin sédimentaire durant l'inversion. Dans ce cas, la pseudo-fibre neutre au niveau de laquelle les mouvements sont nuls devrait être située en milieu de croûte, c'est à dire aux environs d'une quinzaine de kilomètres dans le cas du Broad Fourteens Basin.

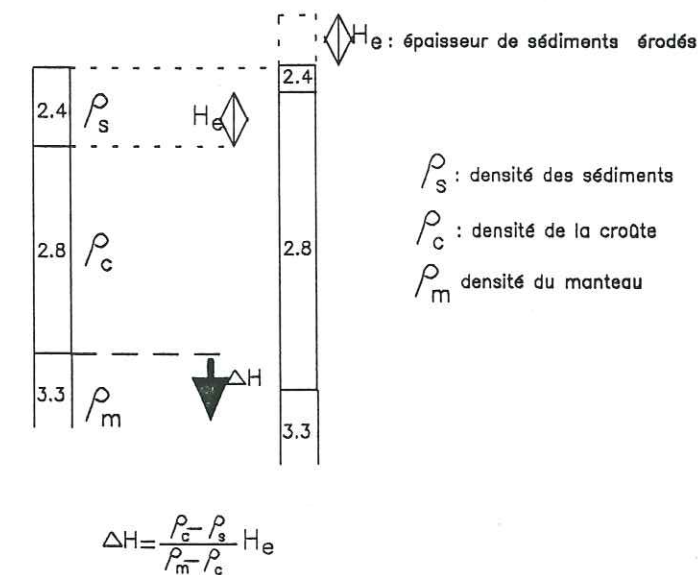


Figure 116 : Modèle isostatique

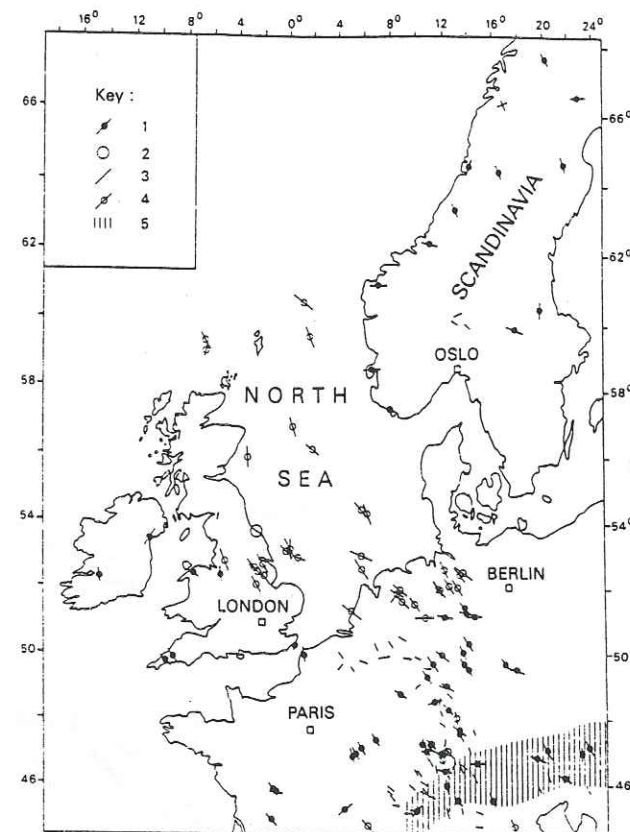
L'évidente différence entre les deux profondeurs de la "pseudo-fibre neutre" pourrait être due à une compensation isostatique plutôt régionale que locale, supportée par une lithosphère sous-jacente résistante. Dans ce cas, je suggère, comme Bally (1984) que lors de l'inversion les mouvements se découpent sous le bassin au niveau du Moho ou au sein de la croûte inférieure.

2.3 La déformation de la lithosphère sous le Broad Fourteens Basin/ Récapitulation

Au total, la comparaison entre le message sédimentaire et les différents modèles montre qu'aucun d'entre eux ne rend totalement compte de l'évolution du Broad Fourteens Basin. La relative symétrie du bassin n'exclut pas en profondeur un schéma de déformation complexe. Des niveaux de découplage dans ou à la base de la croûte inférieure doivent être envisagés tandis que l'importance des mouvements verticaux entre les bordures et le bassin suggère des déformations qui affectent le manteau sur une distance supérieure à la largeur du bassin.

3.2 Mesures des contraintes actuelles

Par ailleurs, la compilation des données de contraintes in situ en Europe de l'Ouest indique que la contrainte principale majeure horizontale a actuellement une orientation comprise entre N120° et N150° (Klein et Barr, 1986), (fig. 118).



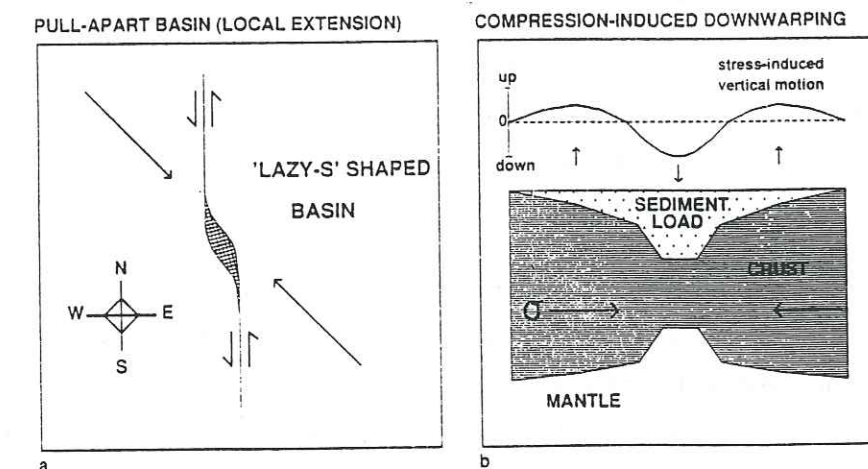
Compilation of observed maximum horizontal present-day stress directions in the Northwest European Platform. 1 = direction of maximum horizontal stress from in-situ stress measurements. 2 = a horizontal stress equal in all directions as found in in-situ stress measurements. 3 = the direction of maximum horizontal stress inferred from earthquake focal-mechanism studies. 4 = the direction of maximum horizontal stress inferred from break-out analysis. 5 = Alpine fold belt. The data indicate stress propagation away from the Alpine fold belt in the platform region. (After Klein and Barr, 1986.)

Figure 118 : Compilation des données de contraintes in situ en Europe de l'Ouest

L'observation des déformations liées aux structures géologiques récentes dans le Broad Fourteens Basin (Annexe C et D) suggère que la contrainte principale mineure a une direction comprise entre N30° et N50°, ce qui s'accorde bien avec les résultats obtenus par Klein et Barr (1986). Cependant, la rapide subsidence plio-quaternaire donne actuellement lieu à deux interprétations: Ziegler (1982), Thorne et Watts (1989) sont partisans d'une nouvelle phase de rifting, alors que Kooi, Hettema et Cloetingh (1991) envisagent une augmentation de la contrainte horizontale majeure (fig. 119).

Une telle variation pourrait induire soit un étirement crustal local associé à du décrochement (figure 119 (a)), soit un enfoncement local de la lithosphère gauchie sous l'effet de l'augmentation de la contrainte horizontale majeure (figure 119 (b)).

A mon avis, ces deux interprétations ne sont pas contradictoires, car aux phénomènes qui accroissent à long terme le volume du bassin peuvent se superposer des fluctuations plus rapides.



Schematic illustration of the two mechanisms for the anomalous Plio-Quaternary subsidence history of the southern North Sea basin investigated in this study. (a) Reactivation of faulting in the Central Graben resulting in localized stretching and the development of pull-apart basins (modified after Mann et al., 1983). (b) Localized downwarping as a consequence of the modification of the state of flexure of the lithosphere when a change to a more compressional stress level occurs. The flexure is induced by the total sediment load in the basin (shaded); the stress-induced vertical motion is shown in the upper part of the figure.

Figure 119 : Illustration schématique de deux mécanismes envisagés pour expliquer la rapide subsidence plio-quaternaire du Sud de la Mer du Nord (d'après Kooi et al., 1989).

4. L'évolution céno-mésozoïque du Broad Fourteens Basin/Récapitulation

Le Broad Fourteens Basin se caractérise :

- par un héritage structural important, qui favorise une composante décrochante des mouvements lors de la réactivation d'accidents pré-existants.
- par la superposition de différentes phases tectoniques : phase d'extension du Jurassique moyen/ Jurassique supérieur, phase d'extension du Crétacé inférieur, phase de subsidence post-rift du Crétacé inférieur, phase d'inversion structurale au Crétacé supérieur, et finalement la phase de subsidence tectonique tertiaire/quaternaire.
- par le style de ses déformations où le socle et la couverture sont découplés au niveau des plans de décollement formés par les évaporites du Trias ou du Zechstein, et solidaires là où ces niveaux sont absents. Ce contraste conduit, à l'échelle du bassin, à une concentrations des déformations de la couverture, aux limites latérales des niveaux de décollement. Celles-ci sont particulièrement abruptes là où l'érosion cimmérienne a érodé intensément la couverture, et retiré ces niveaux de décollement potentiels.
- par des déformations où la composante verticale des mouvements est toujours importante par rapport à sa composante horizontale. Ceci est constant pour la subsidence au Crétacé inférieur, mais surtout pour la surrection. Ainsi au Crétacé supérieur le socle remonte-t'il de 3 à 4 km pour seulement 10 % de raccourcissement.

L'origine de l'alternance des phases de déformation est abordée dans la fin de ce mémoire. J'ai choisi comme base de discussion la spectaculaire inversion structurale du Crétacé supérieur.

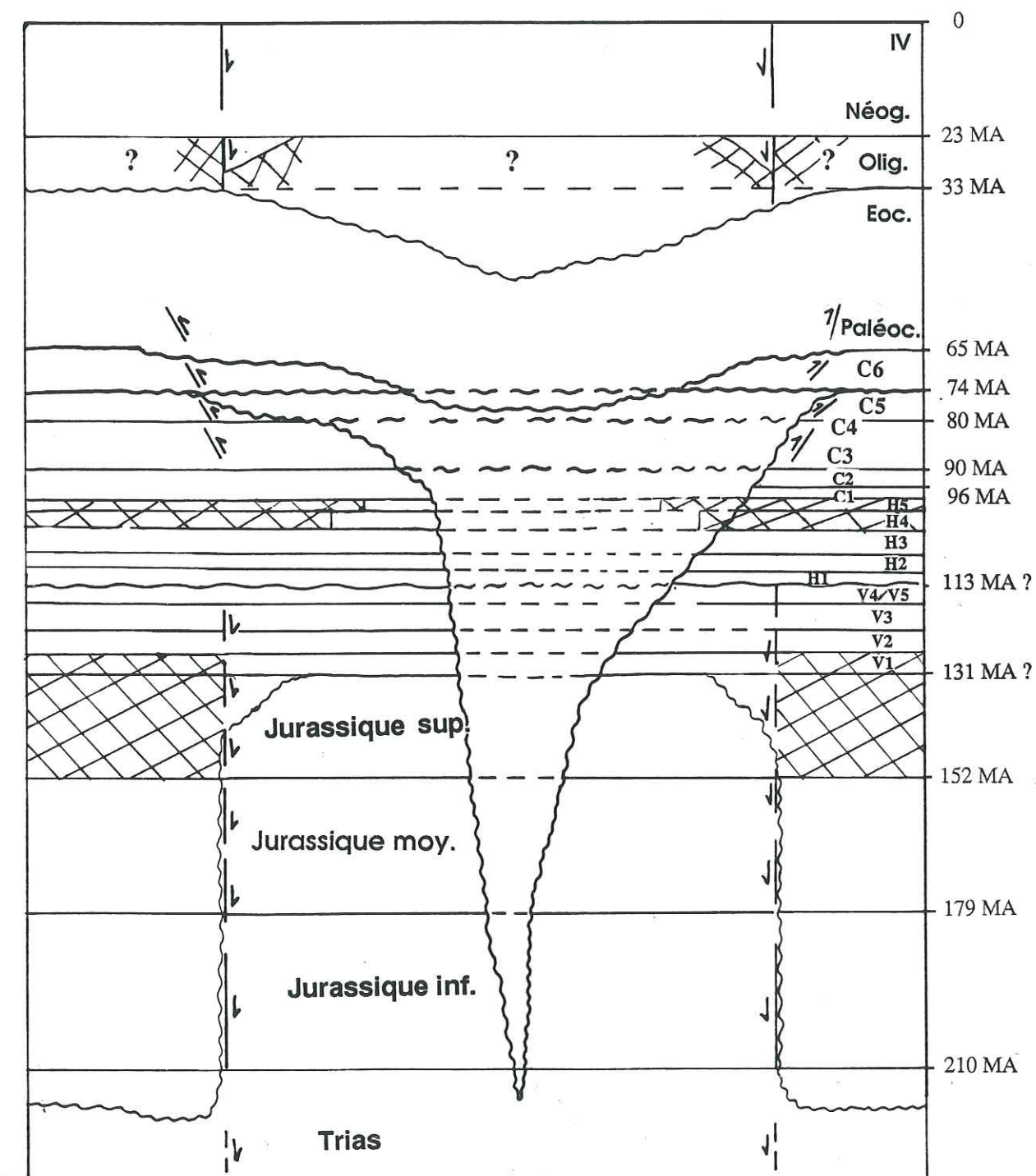
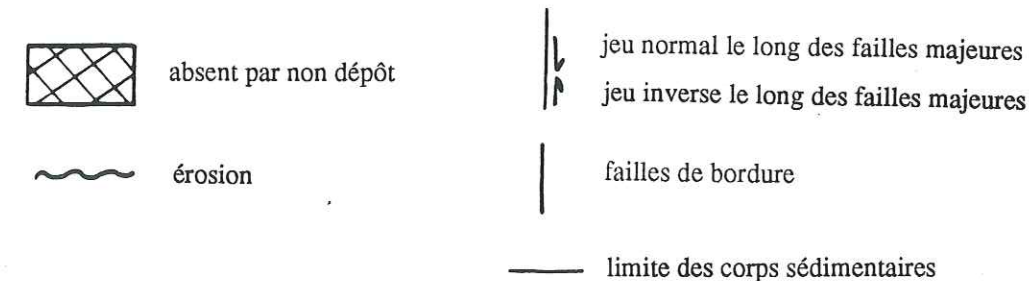


Figure 120 : Récapitulation de l'évolution du Broad Fourteens Basin décrite dans cette étude.

DISCUSSION

1. Contrôles de l'inversion structurale des bassins intra-plaques au Crétacé supérieur

1.1. Comparaison de l'évolution des principaux bassins du Sud de la Mer du Nord au Crétacé supérieur

Les bassins du Sud de la Mer du Nord, le Broad Fourteens Basin, le Central Graben néerlandais, le West Netherlands Basin et le Sole Pit Basin (figure 38) ont subi une évolution assez similaire :

- périodes d'extension du Jurassique au Crétacé inférieur entrecoupées de deux phases d'érosion intenses (l'érosion cimmérien tardif et l'érosion cimmérien moyen),
- période de raccourcissement dans un intervalle de temps allant du Turonien au Paléogène,
- nouvelle période de subsidence depuis le Néogène.

Cependant, malgré une évolution globalement semblable, le Broad Fourteens Basin, le Sole Pit Basin, le West Netherlands Basin et le Sud du Central Graben ne montrent ni une complète simultanéité, ni une même intensité des déformations liées aux phases de contractions successives. Ainsi, dans le Sole Pit Basin (van Hoorn, 1987), dans le Central Graben danois (Cartwright, 1989) et dans le Nord du Broad Fourteens Basin (Trichon, thèse à paraître), les premières traces d'inversion structurale se manifestent dès le Turonien. Dans la partie Sud du Broad Fourteens Basin, elles ne sont marquées qu'au cours du Campanien. Enfin, une érosion relative à une inversion fini-paléogène est observable dans le Sud du Broad Fourteens Basin, dans le West Netherlands Basin et dans le Sole Pit Basin. L'érosion fini-paléogène dans le West Netherlands Basin, et surtout dans le Sole Pit basin correspond à l'étape la plus importante de l'inversion, alors que pour le Broad Fourteens Basin, l'étude de H. Trichon montre que l'érosion la plus intense est intra-maastrichtienne.

L'origine des inversions structurales qui se sont superposées à la subsidence thermique des bassins du Sud de la Mer du Nord a été attribuée par Ziegler (1982) à un changement d'état de contraintes lié à l'orogénèse alpine. Mais cette interprétation doit être discutée dans le détail pour plusieurs raisons :

- Au Crétacé supérieur, la collision intracontinentale alpine ne semble pas avoir commencé dans les Alpes occidentales et centrales (Laubscher et Bernoulli, 1982), alors que Ziegler (1990) suggère que les inversions dans le lointain avant-pays sont justement liées au stade de la collision dans une zone convergente.

- Au Crétacé supérieur, le déplacement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe se fait vers le N ou le NE (Dewey et al. 1982). Par contre, j'ai montré dans la partie précédente de ce travail que le Broad Fourteens Basin avait été soumis au Crétacé supérieur à une compression induisant une composante décrochante sénestre le long de ces bordures, et donc comprise dans le quadrant N70 à N160, Ceci indique une différence importante entre l'orientation de la contrainte principale compressive dans le lointain avant-pays et le vecteur déplacement du poinçon Afrique- Apulie au Crétacé supérieur.

- Le calendrier de l'inversion des différents bassins de l'Europe du NW ne montre pas clairement la propagation d'un phénomène qui gagnerait l'avant-pays depuis le Crétacé jusqu'au Paléogène puisque le Central graben danois, malgré sa position septentrionale, est l'un des premiers bassins inversés.

- Comme l'ont souligné Gillcrust et al. (1987) et Coward (1991), les analyses des paléo-contraintes ne confirment en rien l'origine alpine des inversions structurales crétacé supérieur des bassins du NW de l'Europe.

- D'autres bassins européens comme le bassin vocontien dans la région du Dévoluy, et le bassin Sud Pyrénéen sont inversés au Crétacé supérieur, alors que ces deux bassins sont situés en dehors de la zone de déformation frontale par rapport à la convergence des plaques Apulie/Europe, au SW de la collision continentale qui débute plus à l'Est dans les Alpes Orientales à cette époque (fig.121).

1.2. L'enregistrement sédimentaire d'événements au Crétacé supérieur dans des bassins de l'Europe de l'Ouest

Dans ce paragraphe, je compare l'évolution crétacé supérieur des bassins du Sud de la Mer du Nord à celles de ces autres bassins européens.

Le bassin Sud-Pyrénéen peut être considéré comme un bassin intra-plaque à l'époque considérée car le Nord-Est de la plaque ibérique ne semble pas avoir subi l'évolution d'une marge passive au Crétacé inférieur (Berastegui et al., 1990), et n'a pas été amincie d'une manière importante d'après les

résultats du profil ECORS Pyrénées (Choukroune et al., 1989). Ce bassin a également été affecté par les déformations pyrénéennes ultérieures et alors largement transporté vers le Sud (Specht et al; 1991).

Le bassin Vocontien est actuellement situé dans les chaînes subalpines. C'est un domaine qui a été très subsident au crétacé inférieur, et situé à cette époque entre la plateforme jurassienne et le haut durancien.

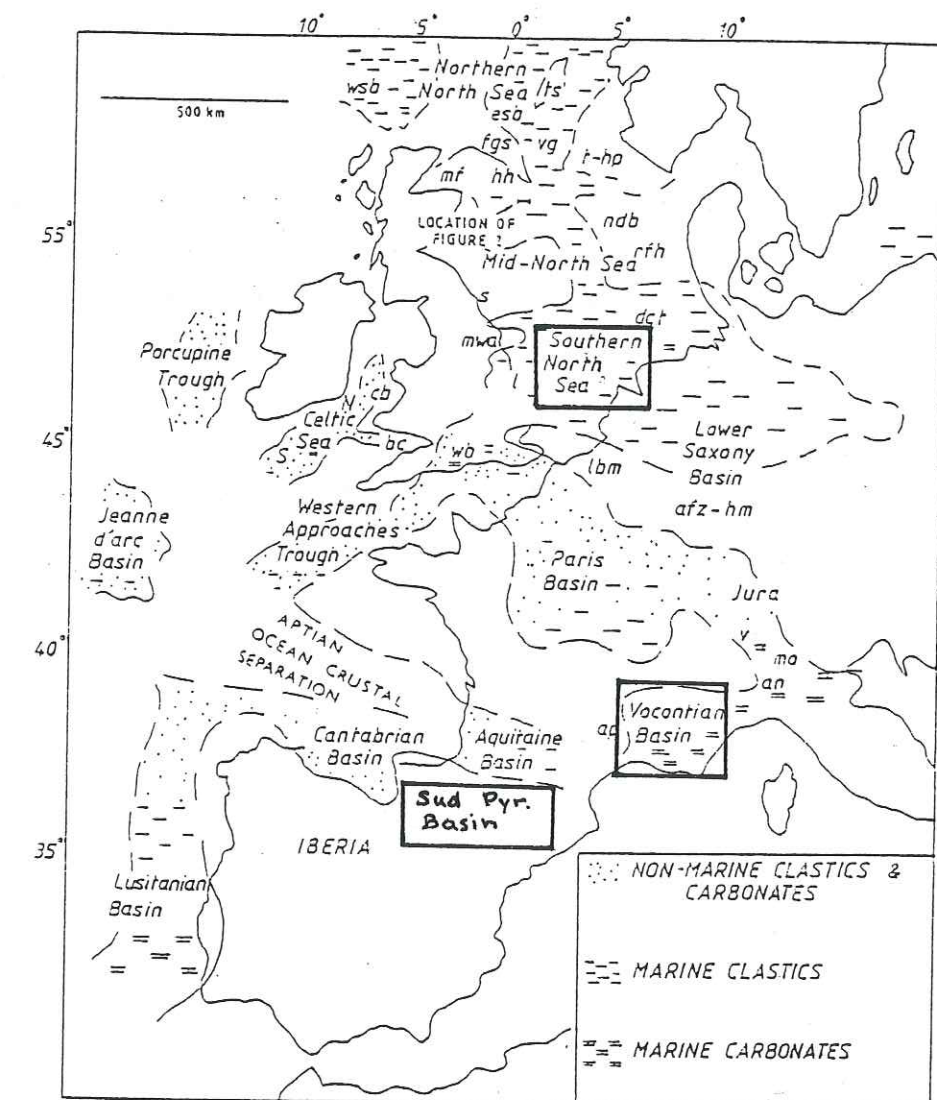


Figure 121 : Localisation des bassins de l'Europe de l'Ouest au Crétacé inférieur (les bassins étudiés sont encadrés) (d'après Ruffel, 1991).

Le tableau (5) p. 241 regroupe quelques informations succinctes concernant l'évolution géodynamique, et surtout les inversions que les bassins du Sud de la Mer du Nord, le bassin vocontien et le bassin Sud-Pyrénéen ont subies.

Les études concernant la datation de ces mouvements sont dues pour le bassin Sud-Pyrénéen à Souquet et al. (1989) et à Specht et al. (1991). Elles s'appuient sur des études de grade datation extrêmement fines. Les travaux de Lory (1860), Mercier (1958), Gidon et al. (1970) et Arnaud (1974) ont été utilisés pour le fossé vocontien. Pour les bassins du Sud de la Mer du Nord, je me suis référée aux études de Cartwright (1989) et H. Trichon (thèse en préparation). Les datations des formations utilisées sont celles actuellement retenues pour les puits de la région. Il serait cependant intéressant de reprendre ces datations et de les préciser, afin de réaliser une meilleure comparaison entre les événements crétacé supérieur des bassins du Sud de la Mer du Nord et ceux du Dévoluy et du bassin Sud-Pyrénéen.

Pour chacune de ces régions, il existe des structures résultant des déformations crétacé supérieur. Pour les bassins du Sud de la Mer du Nord, et pour le bassin Sud-Pyrénéen, certaines sont clairement localisées sur des paléofailles de bordure réactivée en chevauchement. Je donne pour chacun de ces bassins une estimation du mouvement de surrection. Pour le bassin vocontien, les complexités tectoniques résultant des déformations alpines postérieures ne permettent pas, à l'heure actuelle, de localiser de telles paléofailles à la transition entre la plate-forme du Vercors et la fosse vocontienne. La figure (c) présentée sur la planche (122) pour le bassin vocontien (Arnaud, 1974 et 1981) ne montre pas une paléofaille de bordure, mais des déformations représentatives des mouvements qui ont affecté ce bassin au Crétacé supérieur. La figure (a) simplifiée de la planche (122) est extraite d'une étude de Specht et al. (1991) pour le bassin Sud-Pyrénéen, celle documentant une bordure du Broad Fourteens Basin (b) a été fournie par Elf Petroland.

Pour les trois domaines intraplaques décrits ci-dessus, la fossilisation des surfaces d'érosion sous des sédiments témoignent d'une déformation en raccourcissement avec plis et jeu inverse des structures faillées.

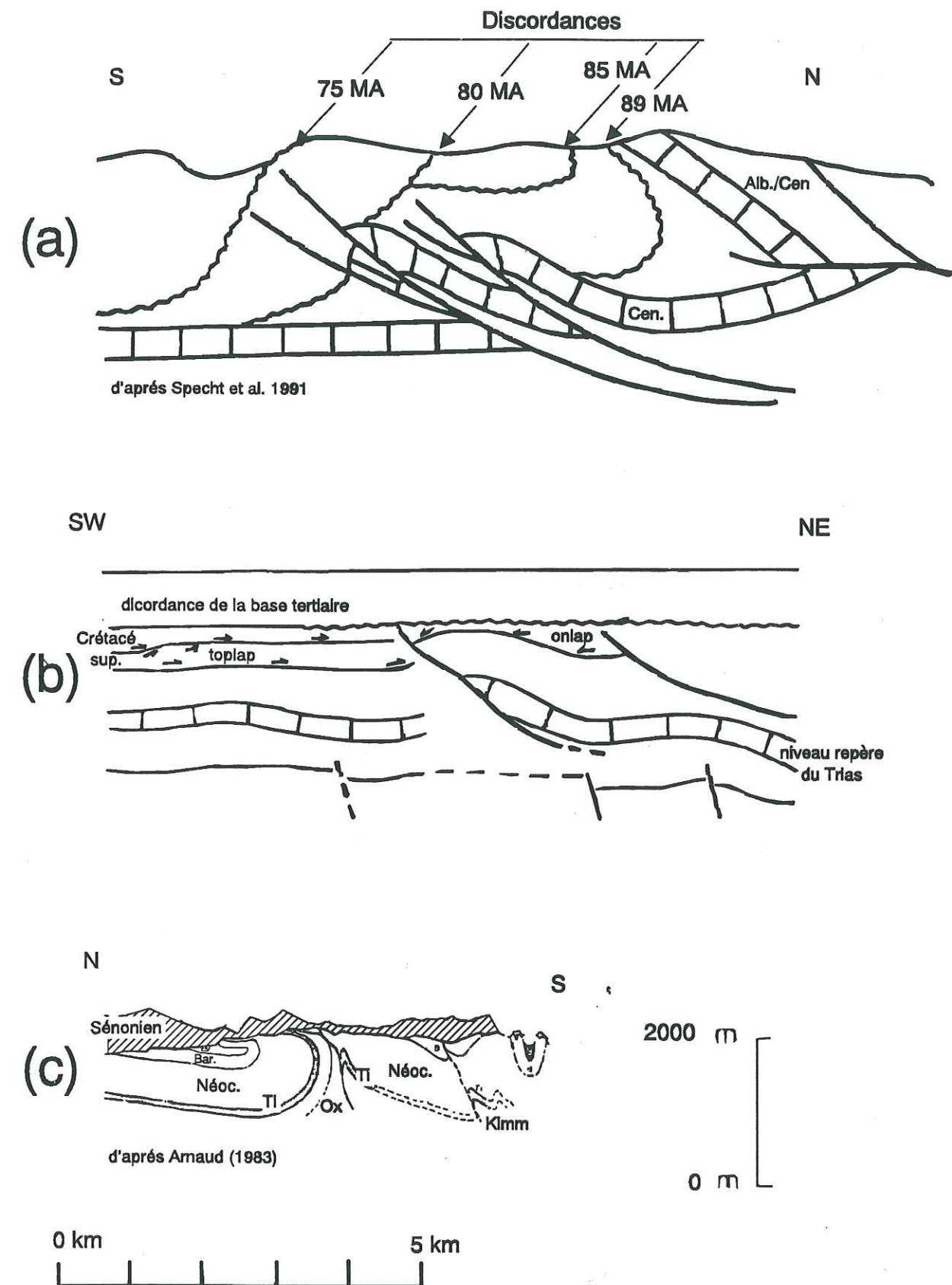


Figure 122 : Trois exemples d'enregistrement sédimentaire de déformations intracontinentales au Crétacé supérieur sont présentés a) versant Sud-Pyrénéen b) Sud de la Mer du Nord c) Dévoluy. Les trois figures sont à la même échelle.

Les traits remarquables de ces inversions structurales sont :

- leur contemporanéité d'ensemble dans une période de temps comprise entre le Turonien et la base tertiaire (90 à 65 Ma),
- leur enregistrement sédimentaire constitué par différentes unités qui fossilisent une succession d'incrémentes dans la formation de structures plissées faillées,
- l'analogie dans la dimension des structures affectées par l'inversion,
- l'analogie dans l'ordre des grandeurs de la surrection totale induite par l'inversion (Tableau 5),
- la faible valeur ($\ll 1\text{ mm/an}$) des vitesses moyennes de raccourcissement sur les 25 Ma considérées (Tableau 5).

Ces inversions structurales soulèvent principalement deux questions concernant les phénomènes tectoniques:

- du point de vue *échelle de temps*- la tectonique est-elle un phénomène continu lent, enregistré de manière discontinue sous l'effet des variations eustatiques gouvernant le message sédimentaire comme le suggèrent Specht et al., ou bien la tectonique est-elle constituée, elle-même, d'une succession de phases discontinues ?
- du point de vue *répartition dans l'espace* - pourquoi des bassins éloignés les uns des autres peuvent-ils être soumis et/ou enregistrer un même événement géodynamique?

Pour essayer d'y répondre, je vais d'abord replacer dans le cadre de la tectonique des plaques ces événements crétacé supérieur.

Région Intraplaque	Age des limites de séquence () ordre de la séquence d'après Vall et al. (1987)	Ordre de grandeur de la surrection	Ordre de grandeur des vitesses moyennes de raccourcissement
Bassin vocontien	<p>↓ début du Campanien (2 ou 3) ↓ mouvements probables (3) ↓ Turonien Inf./Moy. (2 ou 3)</p>	lim. bassin/marge: >1500 m	
Bassins du Sud de la Mer du Nord	<p>↓ Intra-maastichien (2 ou 3) ↓ Campanien (3) ↓ Campanien Inférieur (2) ↓ 1 Coniacien à Campanien Inférieur? (3) ↓ Turonien à Coniacien Inférieur (3) ↓ Intra-turonien (2 ou 3)</p>	lim. bassin/marge: 500 à 1500 m	0.25 mm/an
Bassin Sud Pyrénéen	<p>↓ Danien basal 67 MA (3) ↓ 68 MA (2) ↓ 71 MA (3) ↓ 75 MA (3) ↓ 80 MA (2) ↓ 85 MA (3) ↓ Turonien terminal 89 MA (2)</p>	lim. bassin/marge: 1500-3000 m	0.5 mm/an

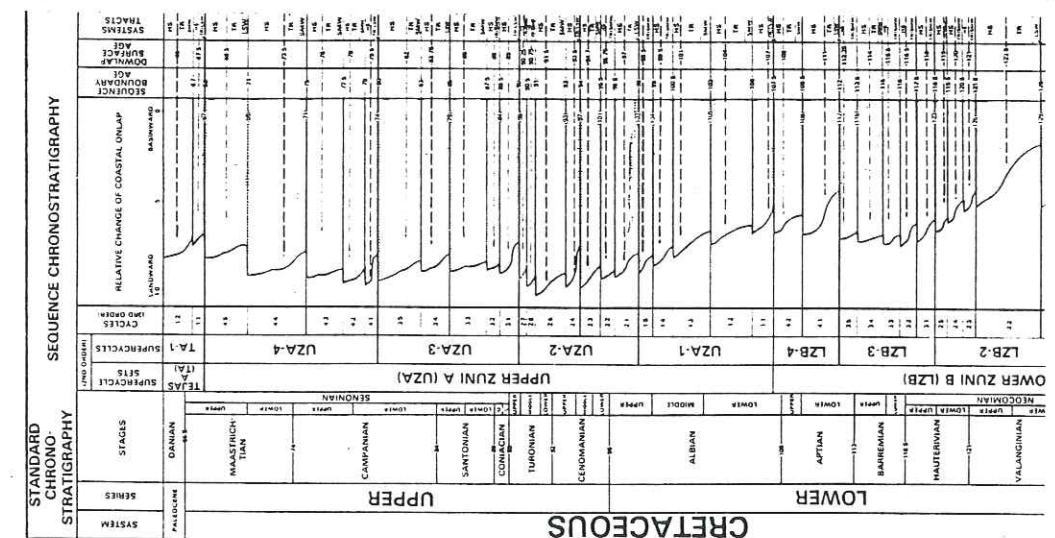


Tableau 5

1.3. La cinématique des plaques au Crétacé supérieur au pourtour de l'Europe

Je pense, compte tenu des remarques concernant le calendrier et l'intensité des déformations des bassins inversés du Sud de la Mer du Nord, que l'origine de l'inversion n'est pas simplement alpine (Coward (1991), Cartwright (1989)). Ceci est également envisageable pour les déformations du Dévoluy ou du bassin Sud Pyrénéen.

Leur contrôle est en fait plus complexe qu'une simple transmission et propagation des contraintes appliquées à la limite Afrique/Europe, à travers la plate-forme ouest-européenne. Je pense qu'on doit plutôt l'attribuer à la réorganisation des plaques mondiales lors de l'ouverture d'un nouveau segment océanique : l'Atlantique Nord. La figure 123 illustre l'évolution cinématique des plaques dont les mouvements peuvent avoir eu une répercussion sur l'évolution structurale et sédimentaire (enregistrement des déformations) des bassins du Sud de la Mer du Nord, dans le bassin Sud-Pyrénéen et dans le bassin Vocontien. Cette cinématique est conforme à celle retenue dans le logiciel Terra Mobilis (1987). Ce qui se passe au point triple à la limite des plaques de l'Afrique, de l'Amérique du Nord et de l'Europe n'est pas encore bien contraint, et les mouvements et le nombre de microplaques en jeu varient selon les auteurs. Par exemple, au voisinage de ce point triple, Srivastava et Tappscott (1986) activent une microplaque "Porcupine" alors que Pitman et Talwani (1972) et Biju-Duval et al. (1977) invoquent un jeu très complexe entre l'Afrique et l'Europe où le sens de mouvement passe de sénestre à dextre au Crétacé supérieur. Une cinématique plus simple et mieux contrainte est proposée par Le Pichon et al. (1986) selon laquelle la plaque ibérique se découple de la plaque européenne pour se mouvoir avec l'Afrique, et permettrait d'accomoder l'ouverture des segments plus septentrionaux de l'Atlantique à partir du Turonien (92 MA).

D'une manière plus générale, l'individualisation d'une nouvelle plaque, telle la microplaque Groenland ne peut pas se faire instantanément et être enregistrée d'une manière simple en terme cinématique par les marqueurs que constituent les anomalies magnétiques océaniques. La propagation d'une nouvelle branche océanique doit à la fois être précédée de déformations intracontinentales et des variations de contraintes associées. L'exemple du point triple des Afars (Courtilot et al., 1987; Gaulier et Huchon, 1991) est en cela exemplaire, puisque des variations de plus de 20° dans les directions d'extension sont envisagées en moins de 2 Ma.

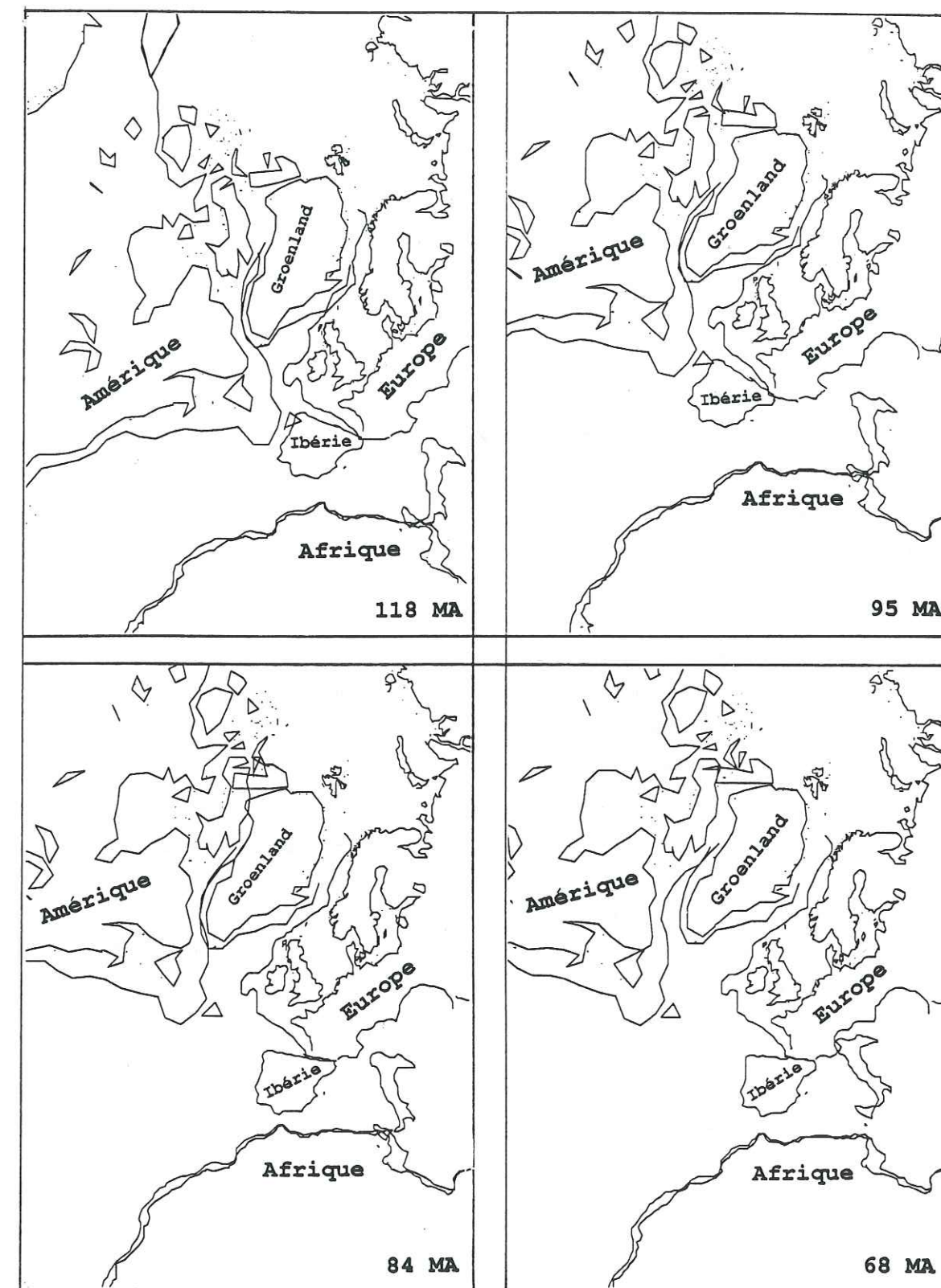


Figure 123 : Evolution cinématique des plaques au pourtour de la Mer du Nord (dessins réalisés par le logiciel Terra Mobilis où sont représentés le tracé actuel des côtes et celui de la limite de la plate-forme continentale). Les quatre stades représentés correspondent à quatre étapes dans le Crétacé.

2. L'organisation du remplissage sédimentaire des bassins intraplaques : un marqueur des variations de contraintes, des apports sédimentaires et de l'eustatisme

2.1. L'effet des variations de contraintes en domaines intraplaques

J'ai développé dans un des premiers chapitres de cette thèse l'étude des failles et de leur réactivation dans la croûte supérieure grâce au critère de Mohr-Coulomb. J'ai souligné la sensibilité d'un tel critère aux variations de contraintes, telles celles liées à la profondeur. Je voudrais ici souligner l'effet que peuvent avoir des variations de contraintes - aussi bien en terme de déviations angulaires dans le plan horizontal que d'intensité - sur l'évolution d'une structure préexistante. C'est ce qui est illustré sur la figure 124.b. Pour certaines des structures, il suffit d'une variation limitée des directions de contraintes pour induire une réactivation, avec une composante décrochante marquée. De même, dans un contexte d'ensemble déjà compressif une fluctuation des contraintes de l'ordre de 10 %, représentée sur la figure 124.a, peut induire une réactivation des structures, avec une composante chevauchante alors marquée.

A l'échelle lithosphérique, Cloetingh et al. (1985) ont montré que les fluctuations de contraintes horizontales peuvent induire des mouvements de surrection ou de subsidence de part et d'autre d'un bassin. En effet, une accentuation de la compression va remonter les marges du bassin et approfondir la lithosphère sous le bassin, induisant une exondation des marges et une migration vers le bassin de la ligne de rivage. Martinod (1991) a également montré, grâce à des modèles analogiques, que la déformation de la lithosphère sous l'effet d'une compression horizontale correspond à un phénomène de flambage contrôlé par le comportement des niveaux fragiles.

Je ne connais pas actuellement de modèles mécaniques qui tiennent compte simultanément des effets des variations de contraintes sur la déflexion de l'ensemble de la lithosphère et sur la réactivation des failles de la croûte supérieure.

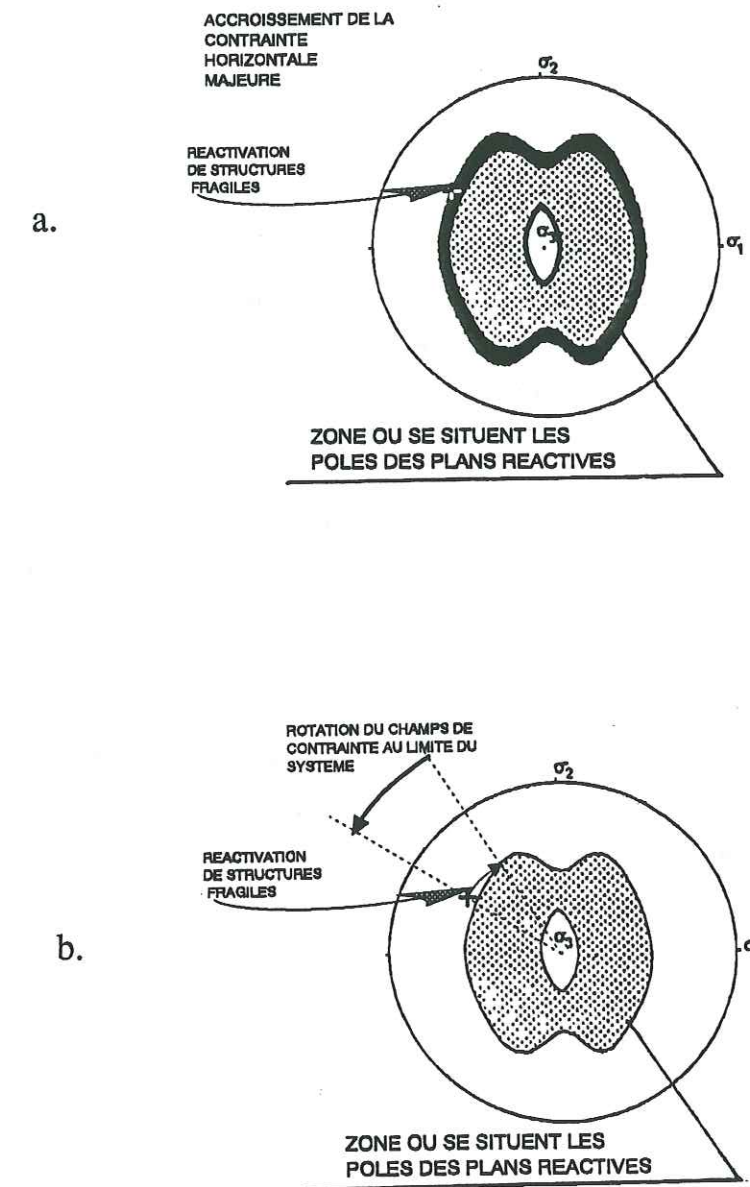


Figure 124 : Cette figure montre l'effet des variations de contrainte en un lieu au cours du temps. Pour des structures fragiles situées à proximité du domaine de réactivation, un faible accroissement de la contrainte horizontale majeure (a), ou une rotation du champ de contraintes aux limites du système (b) peut suffire pour induire une réactivation de structures tectoniques préexistantes.

Un modèle composite peut cependant être qualitativement envisagé en superposant les effets du flambage de l'ensemble de la lithosphère avec ceux de l'inversion des failles dans la croûte supérieure (socle et couverture) (fig. 124). Dans un tel modèle, on envisage des fluctuations des contraintes horizontales :

- assez rapides (un à deux MA par exemple),
- d'ampleur assez limitée par rapport à l'état de contrainte moyen.

Celles-ci induisent :

- des réactivations locales et momentanées d'accidents préexistants dans la croûte supérieure. En effet, les vitesses des mouvements géologiques étant très faibles, les plaques peuvent être considérées comme en équilibre statique sous l'effet des forces appliquées à leur limite, et une variation en bordure induira une variation instantanée, à l'échelle géologique, du champ de contraintes intraplaques.

- des mouvements verticaux de la lithosphère plus particulièrement localisés au niveau de ces hétérogénéités : en bordure d'un bassin, une augmentation de la contrainte principale majeure horizontale va remonter les épaules du bassin et approfondir la base de la lithosphère sous ce dernier. Les déflexions lithosphériques induites par les variations de contraintes horizontales se produisent rapidement, bien qu'un léger retard lié à une composante visqueuse de la lithosphère doit être envisagé. L'expérience des rebonds isostatiques liés aux déglaciations (Walcott, 1970)) montre cependant une réaction de la lithosphère aux variations de forces - dans ce cas verticales - instantanée à l'échelle du Million d'Années. Ces mouvements verticaux sont assez rapides pour entrer en compétition avec les fluctuations d'origine glacio-eustatique du niveau marin, et sont de ce fait difficiles à différencier de ces dernières lors de l'étude de l'organisation des dépôts.

Un tel modèle (fig.125) pourrait être applicable au bassin Sud-Pyrénéen où les études de Souquet et Deramond (1989), et Specht et al. (1991) montrent une étonnante contemporanéité entre les variations eustatiques et les chevauchements d'importance régionale. Il existe une excellente corrélation entre les événements tectoniques qui affectent ce bassin et des cycles de troisième ordre de la courbe de changement relatif des onlaps côtiers (Vail et al., 1989) (tableau 5). La discordance à 89 Ma (d'après Fondécave-Wallez et al., 1988) se corrèle moins bien dans ce schéma, mais compte-tenu des incertitudes dans les datations, elle pourrait cependant correspondre à une discordance eustatique majeure (Vail, communication orale).

L'étude des séquences contemporaines de l'inversion menée par H. Trichon permettra de tester l'application d'un tel modèle au cas du Broad Fourteens Basin.

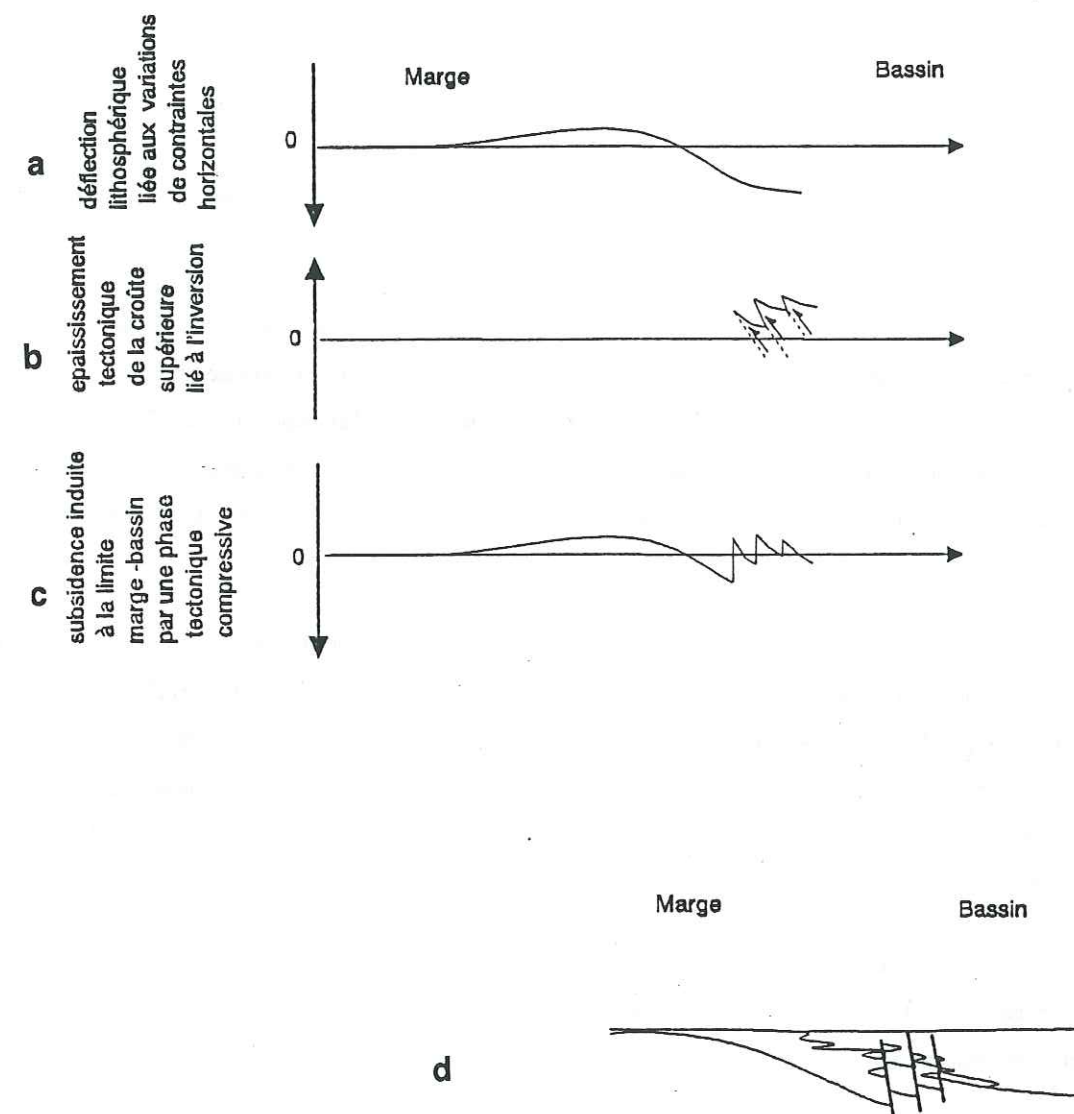


Figure 125 : Les effets possibles d'une variation des contraintes horizontales. On envisage une variation "rapide" (1 à 2 MA) des contraintes horizontales :

- a) celle-ci accentue la surrection de la marge et la subsidence du bassin,
- b) elle induit une activité tectonique au sein de la croûte supérieure, réactivant des accidents au sein du bassin, et induisant un épaississement de la croûte supérieure,
- c) les effets cumulés de la déflexion lithosphérique (a) et de l'épaississement de la croûte supérieure (b) induisent une signature complexe de la subsidence à la limite marge/bassin,
- d) l'enregistrement sédimentaire associé à ces mouvements verticaux rapides et complexes souligne les phénomènes tectoniques (fracturation ou réactivation) mais également les phénomènes de flambage associés.

2.2. La corrélation temporelle des événements stratigraphiques et tectoniques en domaine intraplaque

Le remplissage sédimentaire enregistre les changements géodynamiques, eustatiques et/ou climatiques d'autant mieux que l'apport sédimentaire est important. Cette condition favorable se rencontre dans le cas d'un bassin subissant une inversion structurale émergée puisqu'il y a alors érosion de la zone centrale et sédimentation en milieu marin juste au voisinage sur ses bordures.

Les bassins inversés sont donc des sites privilégiés pour enregistrer à la fois les événements eustatiques et tectoniques. L'exemple du bassin Sud-Pyrénéen est en cela exemplaire, puisque l'on peut à la fois dater des événements eustatiques et d'autres tectoniques (fig. 122a). Specht et al. (1991) ont étudié les deux phénomènes- l'un eustatique induisant un message sédimentaire séquentiel, l'autre tectonique et plus local- et suggèrent une corrélation entre chaque séquence au sens de Vail et la propagation des différents chevauchements aveugles.

Bally (1982) a également suggéré une corrélation temporelle entre la réorganisation des plaques et les descentes rapides de niveau marin mises en évidence par Vail et al. (1977). Il me semble donc que la dépendance systématique entre événements eustatiques et événements climatiques glaciaires, dont il n'existe d'ailleurs pas toujours d'évidences en terme géochimique ou géologique (Kooi et al., 1989) doit être considérée avec prudence, et que les effets tectoniques ne peuvent pas être exclus dans de nombreux cas.

Dans le cas d'un modèle de fluctuation des contraintes intraplaques, différentes relations entre réorganisation des plaques, enregistrement sédimentaire et phase d'inversion des bassins intraplaques sont prédites:

- Il devrait y avoir une corrélation temporelle précise entre une réorganisation des plaques et une phase de réactivation/inversion dans la croûte fragile.

- La réactivation et la fracturation dans la croûte supérieure n'enregistre pas nécessairement pour chaque bassin toutes les variations de contraintes aux limites des plaques.

Chaque bassin est une structure spécifique dont le comportement est lié non seulement aux conditions aux limites des plaques, mais également aux hétérogénéités crustales locales et à leur orientation.

- L'ampleur des déflexions et leur enregistrement sédimentaire sont fonction pour chaque bassin de son orientation et des caractéristiques de l'hétérogénéité lithosphérique auxquelles il est

associé. Dans le cas d'une hétérogénéité cartographiquement allongée, les variations de contraintes seront d'autant mieux enregistrées que les structures sont perpendiculaires à la composante principale de la contrainte qui varie.

Ainsi le modèle de fluctuation des contraintes intraplaques contrôlant à la fois les variations d'onlaps côtiers, l'organisation des corps sédimentaires et les phases de réactivation tectonique, prédit-il dans l'enregistrement des phénomènes globaux une variabilité bien plus grande que celle du modèle glacio-eustatique, tout en conservant la simultanéité de certains événements enregistrés. Il devrait pouvoir être testé dans l'avenir grâce à des études d'analyse séquentielle menées indépendamment dans différents bassins, avant d'être confrontées de manière à contrôler la simultanéité de certains événements et la différences dans l'histoire des multiples bassins.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON E.M. 1951. *The dynamics of faulting*, (2nd edition), OLIVER & BOYD, EDINBOURG, 187 p.
- ARNAUD H. 1974. *Nouvelles données sur la tectonique "antésénienne" des environs de La Jarjatte (Dévoluy occidental)*, C.R. ACAD. SCI. PARIS, 278, D, 697-700.
- ARNAUD H. 1981. *De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy)*, GEOLOGIE ALPINE, MEM. 11, 804 p., GRENOBLE.
- ARNAUD H. 1983. *Alpes du Dauphiné*, GUIDES GEOLOGIQUES REGIONAUX, MASSON, p. 138.
- ATHY L.F. 1930. *Density, Porosity and compaction of sedimentary rocks*, AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 14, 1-24.
- BADLEY M.E., PRICE J.D., RAMBECH DAHL C. & AGDESTEN T. 1988. *The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional modes of basin formation*, J. GEOL. SOC. LOND., 145, 455-472.
- BADLEY M.E., PRICE J.D. & BACKSHALL L.C. 1989. *Inversion, reactivated faults and related structures : seismic examples from the southern North Sea*, INVERSION TECTONICS (COOPER M.A., WILLIAMS G.D., EDS), N°44, 201-217.
- BALLY A.W., GORDY P.L. & STEWART G.A. 1966. *Structure seismic data and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains*, BULL. OF CANADIAN PETROLEUM GEOLOGISTS, 14, 337-381.
- BALLY A.W. 1982. *Musings over sedimentary basin evolution*, PHIL. TRANS. ROY.SOC. LOND. SER., A 305, 325-338.
- BALLY A.W. 1984. *Tectogénèse et sismique réflexion*, BULL. SOC. GEOL. FR., (7) XXIX (2), 279-285.
- BARTON P. & R. WOOD. 1984. *Tectonic evolution of the North Sea basin : crustal stretching and subsidence*, GEOPHYS. J.R. ASTRON. SOC., 79, 987-1022.
- BEACH A. 1986. *A deep seismic reflection profile across the northern North Sea*, NATURE, 323, 53-55.
- BEACH A., BIRD T., GIBBS A. 1987. *Extensional tectonics and crustal structures : deep seismic reflection data from the Northern North Sea Viking graben*, IN COWARD M., DEWEY J.F., HANCOCK P.L. (EDS), CONTINENTAL EXTENSIONAL TECTONICS, GEOL. SOC. SPEC. PUB., 28, 467-476.
- BEAUMONT C. 1978. *The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere : Theory and examples*, GEOPHYS. J. R. ASTRON. SOC., 55, 471-498.
- BEAUMONT C. 1981. *Foreland basins*, GEOPHYS. J.R. ASTRON. SOC., 65, 291-329.
- BERASTEGUI X., GARCIA-SENZ J.M. & LOSANTOS M. 1990. *Tecto sedimentary evolution of the Organya extension basin (central south Pyrenean unit., Spain) during the Lower Cretaceous*, BULL. SOC. GEOL. FR., (8), VI, 2, 251-264.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X. 1977. *From the Tethys ocean to the Mediterranean seas : A plate tectonic model for the evolution of the western Alpine system*, IN : BIJU-DUVAL B., MONTADERT L. (EDS), STRUCTURAL HISTORY OF THE MEDITERRANEAN BASINS, 143-164, EDITIONS TECHNIP, PARIS.
- BLESS M.J.M. 1991. *Eustatic sea level and depth of a Late Cretaceous epicontinental sea : an example from NW Europe*, GEOL. MUSEUM., 70, 339-346.
- BLUNDELL D.J., HOBBS R.W., KLEMPERER S.L., SCOTT-ROBINSON R., LONG R.E., WEST T.E. & DUIN E. 1991. *Crustal structure of the Central and Southern North Sea from BIRPS deep seismic reflection profiling*, J. GEOL. SOC. LOND., 148, 445-457.

- BULAT J. & STOCKER S.J. 1987. *Uplift determination from interval velocity studies, U.K. southern North Sea*, IN PETROLEUM GEOLOGY OF NORTH WEST EUROPE, J. BROOKS & K. GLENNIE (EDS), GRAHAM & TROTMAN, 293-305.
- BURGERS W.F.J. and MULDER G.G. 1991. *Aspects of the Late Jurassic and Cretaceous history of The Netherlands*, GEOL. MUSEUM, 70, 347-354.
- BYERLEE J.D. 1978. *Friction of rocks*, PURE APPL. GEOPHYS., 116, 615-626.
- CARTWRIGHT J.A., 1989 *The kinematics of inversion in the Danish Central Graben*, IN INVERSION TECTONICS, (COOPER M.A. & WILLIAMS G.D. EDS), GEOL. SOC. SPECIAL PUBLICATIONS N°44, 153-175.
- CHAPMAN T.J. & WILLIAMS G.D. 1984. *Displacement-distance methods in the analysis of fold thrust structures and linked fault systems*, J. GEOL. SOC. LOND., 141, 121-128.
- CHERY J., LUCAZEAU F., DAIGNIERES M. & VILOTTE J.P. 1991. *University of Minnesota, Supercomputer Institute Research Report*, UMSI 91/126.
- CLOETINGH S. 1986. *Intraplate stresses : a new tectonic mechanism for fluctuation of relative sea level*, GEOLOGY, 14, 617-620.
- CLOETINGH S., K. LAMBECK & H. McQUEEN, *Apparent sea-level fluctuations and a palaeostress field for the North Sea region*, IN : J. BROOKS & K. GLENNIE (EDS) : PETROLEUM GEOLOGY OF NORTH WEST EUROPE, GRAHAM & TROTMAN (LONDON), 49-57, 1987.
- CLOETINGH S. 1988. *Intraplate stresses : a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level ?*, IN SEA-LEVEL CHANGES - AN INTEGRATED APPROACH, THE SOCIETY OF ECONOMIC PALEONTOLOGISTS AND MINERALOGISTS SPECIAL PUBLICATION, 42.
- COOPER M.A. 1983. *The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections*, J. STRUCT. GEOL., 5, 161-165.
- COOPER M.A., WILLIAMS G.D., DE GRACIANSKY P.C., MURPHY R.W., NEEDHAM T., DE PAOR D., STONELEY R., TODD S.P., TURNER J.P., ZIEGLER P.A. 1989. *Inversion tectonics - a discussion.*, IN INVERSION TECTONICS (COOPER M.A., WILLIAMS G.D., EDS), GEOL. SOC. SPECIAL PUBLICATION, N°44, PP 335-347.
- COURTILLOT V., ARMIJO R., TAPPONNIER P. 1987. *Kinematics of the Sinai triple junction and a two-phase model of Arabia-Africa rifting*, IN CONTINENTAL EXTENSIONAL TECTONICS (COWARD M.P., DEWEY J.F., HANCOCK P.L., EDS), GEOL. SOC. SCIENT. PUBLICATIONS, N°28, PP 559-573.
- COWARD M.P. 1986. *Heterogeneous stretching, simple shear and basin development*, EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 80, 325-336.
- COWARD M.P. 1991. *Inversion tectonics in NW Europe*, BUG VI, STRASBOURG, IN TERRA ABSTRACTS, 3, P229.
- CRAMEZ C. 1990. *Glossaire de stratigraphie séquentielle*, REVUE DE L'IFP, 45, NO 3, 435-453.
- CURNELLE R. 1986. *Projet d'implantation du profil "Structure profonde du Golfe de Gascogne"*, ETUDE DE LA CROÛTE TERRESTRE EN FRANCE PAR METHODE SISMIQUE, PROGRAMME ECORS, I.F.P., INSU-CNRS, SNEAP, IFREMER, ENIEPSA, 30 PAGES.
- DAHLSTROM C.D.A. 1969. *Balanced cross-sections*, CAN. JOURN. OF EARTH SCIENCE, 6, 743-757.
- DAVISON I. 1986. *Listric normal fault profiles : calculation using bed length balance and fault displacement*, J. STRUCT. GEOL., 8, NO 2, 209-210.
- DENHAM C.R. 1988. *Program Terra Mobilis - Version 2.1/copyright*.
- DEWEY J.F., PITMAN W., RYAN W., BONNIN J. 1982. *plate tectonics and the evolution of the Alpine system*, GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULL., 84, 3137-80.
- DIVISION ETUDES ET SYNTHESES ELF-AQUITAINE. 1990. *Etude du Trias*, RAPPORT INTERNE.

- DIXON J.E., FITTON J.G., FROST R.T.C. 1981. *The tectonic significance of post-carboniferous igneous activity in the North Sea Basin*. IN : L.V. ILLING AND G.D. HOBSON (EDITORS), PETROLEUM GEOLOGY OF THE CONTINENTAL SHELF OF NORTH-WEST EUROPE, INSTITUTE OF PETROLEUM, LONDON, PP. 121-137.
- DUDDY L.R. & GLEADOW A.J.W. 1982. *Thermal history of the Otway basin, Southeastern Australia, from geologic annealing of fission tracks in detrital volcanic apatites*, FISSION TRACK DATING WORKSHOP ABSTRACTS, FIFTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 13-16.
- EGAN S.S. 1992. *The flexural isostatic response of the lithosphere to extensional tectonics*, TECTONOPHYSICS, 202, 291-308.
- ELLIOTT D. 1976. *The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets*, PHIL. TRANS. R. SOC., A283, 289-312.
- ENDIGNOUX L., MUGNIER J.L. 1990. *The use of a forward kinematic model in the construction of a balanced cross-section*, TECTONICS, 1249-1262.
- FAURE J.L., SEGURET M. 1988. *Importance des modèles de failles dans l'équilibrage des coupes en distention*, MEM. ET DOC. DU CBSS, RENNES, 20, 85-92.
- FAUGERE E., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. 1986. *Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement : modèles expérimentaux*, BCREDP, 10, 17-21.
- FOUCAULT A., RAOULT J.F. 1984. *Dictionnaire de Géologie*, EDS MASSON, 347 PAGES.
- GAULIER J.M., HUCHON P. 1991. *Tectonic evolution of Afar triple junction*, BULL. SOC. GEOL. FR., 162, 3, 451-464.
- GIBBS A.D., *Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics*, J. STRUCT. GEOL., 5, 471-482, 1983.
- GIBBS A.D. 1987. *Development of extension and mixed-mode sedimentary basins*, IN M.P. COWARD, J.F. DEWEY & P.L. HANCOCK (EDS), CONTINENTAL EXTENSIONAL TECTONICS : GEOL. SOC. OF LONDON SPECIAL PUBLICATION 28, 19-34.
- GIDON M., MUGNIER J.L. 1988. *Fault-fold interaction in the subalpine chains*, C.R. ACAD. SCIENCES, Paris, 307, 185-190.
- GIDON M., ARNAUD H., PAIRIS J.L., APRAHAMIAN J., USELLE J.P. 1970. *Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes-Alpes)*, GEOLOGIE ALPINE, T46, P 87-110.
- GILLCRIST R., COWARD M. & MUGNIER J.L. 1987. *Structural inversion and its controls*, GEODINAMICA ACTA, 1, 1-25.
- GLENNIE K.W., BOEGNER P.L.E. 1981. *Sole Pit inversion tectonics*, IN : ILLING, L.V. AND HOBSON, G.D. (EDS) PETROLEUM GEOLOGY OF THE CONTINENTAL SHELF OF NW EUROPE. HEYDEN AND SON, LONDON, 110-120.
- GOGUEL J. 1948. *Déformations de l'écorce terrestre*, MEMOIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE, 41, 530 PAGES.
- GOGUEL J. 1952. *Traité de Tectonique*, PARIS, MASSON ET CIE, EDIT.
- GRATIER J.P. 1984. *La déformation des roches par dissolution cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure*, THESE DOCT. SCIEN., GRENOBLE, 315 P.
- GUELLEC S., MUGNIER J.L., TARDY M., ROURE F. 1990. *Neogene evolution of the Western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section*, MEM. SOC. GEOL. FR., N° 156, PP. 165-184.
- GUILLER B. 1991. *Dépliage automatique de strates plissées et faillées, applications à l'équilibrage de structures naturelles*, THESE D'UNIVERSITE GRENOBLE I, 157 P.
- HAQ. B., J. HARDENHOL & P.R. VAIL. 1987. *Chronology of fluctuating sea level since the Triassic (250 million years to present)*, SCIENCE, 235, 1156-1167.
- HARDING T.P. 1985. *Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion*, AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 69, 582-600.

- HAYWARD A.B. & GRAHAM R.H. 1989. *Some geometrical characteristics of inversion*, IN INVERSION TECTONICS, (COOPER M.A., WILLIAMS G.D. EDS), GEOL. SOC. SPECIAL PUBLICATIONS N°44, 17-39.
- HOBBS D.W., MEANS, WILLIAMS, 1976. *An outline of structural geology*, WILEY (EDS), 571 PAGES.
- HOSHINO K., KOIDE H., INAMI K., IWAMURA S. & MITSUI S. 1972. *Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures*, GEOL. SURVEY OF JAPAN REPORT, 244, 200 P.
- HOSSACK J.R. 1983. *A cross-section through the scandinavian caledonides constructed with the aid of branch-line map.*, J. STRUCT. GEOL., 5, 103-111.
- HUYGHE P. 1988. *Le diapirisme précoce dans le domaine alpin*, MEMOIRE DE D.E.A., NON PUBLIE (GRENOBLE 1, I.R.I.G.M.).
- HUYGHE P., MUGNIER J.L., 1991. *Short-cut geometries produced during structural inversion : a stability and strength analysis at fault bifurcations*. INTERN. CONF. ON "MECHANICAL INSTABILITIES IN ROCKS AND TECTONICS". MONTPELLIER. TERRA ABSTRACTS SUPPL. 5 TO TERRA NOVA, VOL. 3, P 19.
- HUYGHE P., MUGNIER J.L., 1991. *Compétition entre nouvelles failles et réactivation d'accidents préexistants ; influence de la variation de quelques paramètres avec la profondeur.* REUN. SPEC. DE LA SOC.GEOL. FR. PARIS. VOL. DES RESUMES, P 36.
- IVINS E.R., DIXON T.H. & GOLOMBEK M.P. 1990. *Extensional reactivation of an abandoned thrust : a bound on shallowing in the brittle regime*, J. STRUCT. GEOL., 12, 303-314.
- JAEGER J.C., COOK N.G.W. 1969. *Fundamentals of Rock Mechanics*, CHAPMAN AND HALL, LONDON.
- JACKSON J.A. & WHITE N.J. 1988. *Normal faulting in the upper continental crust : observations from region of active extension*, J. STRUCT. GEOL., 11, 15-36.
- JAMISON J.W. 1987. *Geometric analysis of fold development in overthrust terranes*, J. STRUCT. GEOL., 9, 207-219.
- JONES P.B. & LINSSER H. 1986. *Computer synthesis of balanced structural cross-section by forward modelling*, AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 70 (5), (ABSTRACT), P. 605.
- JONES M.E. & PRESTON M.F. 1987. *Introduction to deformation of sediments and sedimentary rocks*, GEOL. SOC. SPEC. PUBLICATION (LONDON), 29, 1-8.
- KARIG D.E. 1986. *Physical properties and mechanical state of accreted sediments in the Nankai trough, Southwest Japan Arc*, GEOL. SOC. OF AMERICA MEM., 166, 117-133.
- KARNER G.D. & WATTS A.B. 1983. *Gravity anomalies and flexure of the lithosphere*, J. OF GEOPHYS. RES., 88, NR B12, 445-477.
- KEMPER E. 1982. *Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Versuch der umfassenden Analyse einer Schichtenfolge.*, GEOLOGISCHES JAHRBUCH, REIHE A, HEFT 65.
- KLEIN R.J. & BARR M.V. 1986. *Regional state of stress in western europe*, IN O. STEPHENSSON (EDS), ROCK STRESS AND ROCK STRESS MEASUREMENTS, CENTEK (LULEA, SWEDEN), 33-44.
- KLEMPERER S.L. 1988. *Crustal thinning and nature of extension in the northern North Sea from deep seismic reflection profiling*, TECTONICS, 7, NR 4, 803-821.
- KOOI H., CLOETINGH S. & REMMELTS G. *Intraplate stresses and the stratigraphic evolution of the North Sea Central Graben*, GEOL. MUNBOUW, 68, 49-72, 1989.
- KOOI H., HETTEMMA M., CLOETINGH S. 1991. *Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North Sea basin*, TECTONOPHYSICS, 192, 245-259.
- LAUBSCHER H., & BERNOUILLI D. 1982, *History and deformation in the Alps In : Hsü (ed.) MOUNTAIN BUILDING PROCESSES*, 169-80

- LEE M., ARONSON J.L. & SAVIN S.M. 1989. *Timing and Conditions of Permian Rotliegende Sandstone Diagenesis, southern North Sea : K1Ar and Oxygen Isotopic Data*, AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 73, NR 2, 195-215.
- LE PICHON X. & SIBUET J.C. 1981. *Passive margins, a model of formation*, J. OF GEOPHYS. RESEARCH, 86, 3708-3720.
- LETOUZEY J. 1988. *Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt*, IN PETROLEUM AND TECTONICS IN MOBILE BELTS. J. LETOUZEY (ED.) AND EDITIONS TECHNIP, PARIS, 101-128.
- LORY P. 1900. *Mouvements du sol et sédimentation en Dévoluy durant le Crétacé supérieur*, BULL. SOC.GEOL. FR., 38, 780-782.
- MARTINOD J. 1991. *Instabilités périodiques de la lithosphère*, THESE DE L'UNIVERSITE DE RENNES, MEM. ET DOC. DU CAESS, RENNES, 44, 182 PAGES.
- MATTHEWS D., CHEADLE M. 1986. *Deep reflections from the Caledonides and Variscides west of Britain, and comparisons with the Himalayas*, in *Reflection Seismology : A global perspective*, GEODYN. SER., VOL 13, BARAZANGI M; AND BROWN L. (EDS), AGU WASHINGTON, 5-19.
- McKENZIE D.P. 1978. *Some remarks on the development of sedimentary basins*, EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 40, 25-32.
- MEILLIEZ F. & MANSY J.L. 1990. *Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévon-Carbonifère de l'Ardenne*, BULL. SOC. GEOL. FR., 8, VI, 1, 177-188.
- MERCIER J. 1958. *Sur l'âge de la phase turonienne à l'ouest du massif du Dévoluy*, BULL. SOC. GEOL. FR., 6, VIII, 689-697.
- MERLE O. 1982. *Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon*, THESE 3E CYCLE, UNIVERSITE DE RENNES 1, 148 PAGES.
- MORETTI I. & COLLETTA B. 1988. *Fault block tilting : the Gebel Zeit example, Gulf of Suez*, J.STRUCT. GEOL., 10, 9-19.
- MORETTI I. & LARRERE M. 1989. *Locace : computer-aided construction of balanced geological cross-section*, GEOBYTE.
- MUGNIER J.L. 1982. *Etude de la fracturation naturelle dans les roches soumises à un cisaillement - Modélisation bidimensionnelle d'un grand chevauchement superficiel*. MEMOIRE DE DBA, NON PUBLIE (GRENOBLE 1, I.R.I.G.M.).
- MUGNIER J.L., 1984. *Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'étude et modélisation : l'exemple du Jura*. THESE DE DOCTEUR-INGENIEUR, GRENOBLE 1, 163 PAGES.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., HUYGHE P., TRICHON H., TARDY M., 1990. *Réactivation d'un décollement et structures induites. Exemples de l'avant-pays alpin*. R.S.T., GRENOBLE, VOL.DES RESUMES, P95.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., MENARD G., ROURE F., TARDY M., VIALON P. 1990. *A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile*. MEM. SOC. GEOL. FRANCE, N.S., PP 203-216.
- MUNOZ J.A. in press. *Evolution of a Continental Collision Belt : ECORS-Pyrénées Crustal Balanced cross-section*. THRUST TECTONICS (MCCLAY EDS), MEM.SPECIAL SOC. GEOL. LONDRES.
- ODONNE F. 1981. *Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle*, THESE UNIV. GRENOBLE.
- PETROLAND b. v. 1990. *RAPPORT INTERNE*, (E. MONTMEAN).
- PITMAN W.C. & TALWANI M. 1972. *Sea-floor spreading in the North Atlantic*, GEOL. SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 83, 619-649.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. 1988. *Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual Framework*. IN SEA-LEVEL CHANGES - AN INTEGRATED APPROACH, THE SOCIETY OF ECONOMIC PALEONTOLOGISTS AND MINERALOGISTS SPECIAL PUBLICATION, 42.
- PORTHAULT B. 1974. *Le Crétacé Supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes, (France, Sud-Est)*. MICROPALÉONTOLOGIE, STRATIGRAPHIE, PALEOGEOGRAPHIE. THESE UNIVERSITE CLAUDE BERNARD, LYON.
- PRICE R.A. 1986. *The southeastern Canadian Cordillera : thrust faulting, tectonic wedging and delamination of the lithosphere*, J. STRUCT. GEOL., 8, 239-254.

- RANALLI G. & YIN Z.M. 1990. *Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropics : the two-dimensional case*, J. STRUCT. GEOL., 12, NR 8, 1067-1071.
- RAWSON P.F. & RILEY L.A. 1982. *Latest Jurassic-early Cretaceous events and the "late Cimmerian unconformity" in the North Sea*, AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 66, 2628-48.
- RESTON T.J. 1990. *The lower crust and the extension of the continental lithosphere : kinematic analysis of Birps deep seismic data*, TECTONICS, 9, NR 5, 1235-1248.
- RESTON T.J. 1990. *Mantle shear zones and the evolution of the northern North Sea basin*, GEOLOGY, 18, 272-275.
- RICH. 1934. *Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by the Comberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee*, AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 18, 1584-1596.
- RICHARD P. & COBBOLD P.R. 1989. *Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique*, C.R. ACAD. SCI. PARIS, 308, II, 553-560.
- RICHARD P., LOYO B. & COBBOLD P.R. 1989. *Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale*, C.R. ACAD. SCI. PARIS, 309, II, 1061-1066.
- RICHARD P. 1991. *Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip*, J. STRUCT. GEOL., 13, NR 4, 459-469.
- RIEDEL W. 1929. *Zür Mechanik Geologischer Brucherscheinungen*. ZENTBL. MINER. GEOL. PALÄONT. A.G.H. B. 354-368.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERAESTEGUI X., MUNOZ J.A., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT M., SEGURET M., CAMARO P. & DERAMOND J. 1989. *ECORS, Deep seismic data and balanced cross-sections : geometric constraints on the evolution of the Pyrenees*, TECTONICS, 8, 41-50.
- ROYDEN L. & KARNER G.D. 1984. *Flexure of the lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins. Evidence for an insufficient topographic load*, AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 68, 704-712.
- ROYDEN L. & KEEN C.E. 1980. *Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves*, EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 51, 343-361.
- RUFFEL A. 1991. *Sea-level events during the Early Cretaceous in Western Europe*, CRETACEOUS RESEARCH 12, 527-551.
- SAHAGIAN D.L. & WATTS A.B. 1991. *Introduction to the Special Section on Measurement, Causes and Consequences of Long-Term Sea-Level Changes*, JOUR. OF GEOPH. RESEARCH, VOL 96, N° B4, 6585-6589.
- SASSI W., *Analyse numérique de la déformation cassante*, PHD THESIS, UNIV. PARIS-SUD, ORSAY, 229 P., 1985.
- SCLATER J.G. & CHRISTIE P.A.F., *Continental stretching : an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin*, J. GEOPHYS. RES., 85, 3711-3739, 1980.
- SENGOR A.M.C., BURKE K. 1978. *Relative timing rifting and volcanism on earth and its tectonic implications*, GEOPHYS. RES. LETT., 5, 419-421.
- SIBSON R.H. 1981. *Fluid flow accompanying faulting : field evidence and models*, IN : EARTHQUAKE PREDICTION : AN INTERNATIONAL REVIEW, MAURICE EWING SERIES, SIMPSON D., RICHARD P. ED., AM. GEOPHYS. MONOGR. 4, 593-603.
- SIBSON R.H. 1985. *A note on fault reactivation*, J. STRUCT. GEOL., 7, 751-754.
- SIMPSON I.R., GRAVESTOCK M., HAM D., LEACH H., & THOMPSON S.D. 1989. *Notes and cross-sections illustrating inversion tectonics in the Wessex Basin*, INVERSION TECTONICS, (COOPER M.A. & WILLIAMS G.D. EDS), GEOL. SOC. SPECIAL PUBLICATIONS N°44, 123-129.
- SNEAP (cours). 1978. *Interprétation stratigraphique des sections sismiques*.

- SOUQUET P. & DERAMOND J. 1989. *Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon créacé du versant sud des Pyrénées (Espagne)*, C. R. ACAD. SCI. PARIS, 309, II, 137-144.
- SPECHT M., DERAMOND J. & SOUQUET P. 1991. *Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays : utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation*, BULL. SOC. GEOL. FR., 162, NR 3, 553-562.
- STEIN A.M. & BLUNDELL D.J. 1990. *Geological inheritance and crustal dynamics of the northwest Scottish continental shelf*, TECTONOPHYSICS, 173, 455-467.
- SRIVASTA S.P. & TAPSCOTT C.R. 1986. *Plate kinematics of the North Atlantic*, IN VOGT P.R. AND TUCHOLKE B.E. (EDS), THE GEOLOGY OF NORTH AMERICA, VOL. M, THE WESTERN NORTH ATLANTIC REGION : GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, 379-405.
- SUPPE J. 1983. *Geometry and kinematics of fault-bend folding*, AM. JOUR. OF SCIENCE, 283, 684-721.
- TERZAGHI. 1923. *Soil mechanic in Engineering Practice*, WILEY EDITOR, NEW-YORK, 566 P.
- THORNE J.A. & WATTS A.B. 1989. *Quantitative analysis of North Sea subsidence*, AM. SOC. PET. GEOL. BULL., 73, 88-116.
- TRICHON H., HUYGHE P., MUGNIER J.L., ARNAUD H., 1990. *Détermination de l'épaisseur des séries érodées par l'étude des anomalies de surcompaction : application à l'offshore sud hollandais*, R.S.T. GRENOBLE. VOL. DES RESUMES P 121.
- TRICHON H., (à paraître), THESE DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE.
- VAIL P.R., P.M. MITCHUM Jr & S. THOMPSON. 1977. *Global cycles of relative changes of sea level*, AM. ASSOC. PETROL. GEOL. MEM., 26, 83-97.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIA VILLA F. & TRIFILEFF V. 1987. *La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris*, BULL. SOC. GEOL. FR., 8, T. III, NR 7, 1301-1321.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISMER P.N., PEREZ-CRUZ G. 1990. *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation. An overview*, DEPARTMENT OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS, RICE UNIVERSITY, HOUSTON, RESEARCH REPORT.
- VAN HOORN B. 1987. *Structural evolution, timing and tectonic style of Sole Pit inversion*, TECTONOPHYSICS, 137, 239-284.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITT T.S. & HARDENBOL J. 1988. *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*, IN SEA-LEVEL CHANGES - AN INTEGRATED APPROACH, SEPM SPECIAL PUBLICATION NR 42.
- VAN WIJHE D.H. 1987. *Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore*, TECTONOPHYSICS, 137, 171-219.
- VEJBOEK O.V. & ANDERSEN C. 1987. *Cretaceous-Early Tertiary inversion tectonism in the Danish Central Trough*, TECTONOPHYSICS, 137, 221-238.
- VERRAL P. 1981. *Structural interpretation with application to North Sea problems*, COURSE NOTES NR 3, JOINT ASS. FOR PETROLEUM EXPLORATION COURSES (U.K.).
- VIALON P., BONNET J.L., GAMOND J.F. & MUGNIER J.L. 1984. *Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement horizontal d'un poinçon - application au Jura*, BULL. SOC. GEOL. FR., 7, XXVI, 139-150.
- WATTS A.B. 1982. *Tectonic subsidence flexure and global changes in sea-level*, NATURE, 297, 469-474.
- WATTS A.B., STECKLER M.S. 1979. *Subsidence and eustasy at continental margin of Eastern North America*, IN M. EWING SYMPOSIUM SERIES, 3, 218-234.
- WENZEL F., BRUN J.P. & the ECORS-DEKORP working group. 1991. *A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben*, EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 104, 140-150.
- WERNICKE B. & BURCHFIELD B. 1982. *Modes of extensional tectonics*, J. STRUCT. GEOL., 4, 105-115.

- WERNICKE B. 1985. *Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere*, CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, 22, 108-125.
- WHITE N. 1989. *Nature of lithospheric extension in the North Sea*, GEOLOGY, 17, 111-114.
- WHITE N. & MCKENZIE D. 1988. *Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basin by differential stretching of the crust and mantle*, GEOLOGY, 16, 250-253.
- WILLIAMS G.D. & CHAPMAN T.J. 1983. *Strains developed in the hanging walls of thrusts due to their slip/propagation rate : a dislocation mode*, J. STRUCT. GEOL., 5, 563-571.
- WILLIAMS G.D., POWELL C.M. & COOPER M.A. 1989. *Geometry and kinematics of inversion tectonics*, IN INVERSION TECTONICS (COOPER M.A., WILLIAMS G.D., EDS), GEOL. SOC. SPECIAL PUBLICATION, N°44, PP 3-15.
- WONG Th.E., VAN DOORN Th.H.M. & SCHROOT B.M. 1989. *"Late Jurassic" petroleum geology of the Dutch Central North Sea Graben*, GEOLOGISCHE RUNDSCHAU, 78/1, 319-336.
- WYLLIE M.R.J., GREGORY A.R. & GARDNER G.H.F. 1956. *Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*, GEOPHYSICS, 21, 1, 41-70.
- ZAGWIJN W.H. 1989. *The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary : a case history of coastal lowland evolution*, GEOL. EN MIJNBOW, 68, 107-120.
- ZIEGLER P.A. 1982. *Geological atlas of western and central Europe*, SHELL INTERNATIONALE PETROLEUM MAATSCHAPPIJ ELSEVIER, AMSTERDAM, 130 PP.
- ZIEGLER P.A. 1990. *Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe*, J. GEODYNAMICS, 357-388
- ZOLNAI G. 1988. *Continental wrench-Tectonics and Hydrocarbon Habitat*, AM. ASSOC. PET. GEOL. COURSE NOTE SERIES # 30.

ANNEXE 1

THE INFLUENCE OF DEPTH
ON REACTIVATION
IN NORMAL FAULTING

Pascale Huyghe and Jean-Louis Mugnier

Institut Dolomieu et U.R.A. C.N.R.S. 69, rue Maurice Gignoux, 38031,
Grenoble, France

Abstract

The study examines the influence of depth on the development of steep normal faults above a gently dipping fault which is reactivated in its deeper part and abandoned in its upper part. The isotropic and anisotropic Mohr Coulomb Anderson theory is used to determine the ability of any part of a fault to be reactivated by calculating the difference between the stress deviator necessary to induce reactivation and that required to induce fracturing. When linear depth dependent properties are assumed, it appears that a new normal fault can branch off a gentle pre-existing fault only if the friction coefficient of the latter is much less used by Byerlee, and if the ratio [cohesion of fault/cohesion of intact rock] is non-negligible. For a 30° dip fault, the friction coefficient has to be less than 0.35 (friction angle less than 20°). Neither pore fluid pressure nor constant excess fluid pressure affects the above conditions. When the cohesion of the surrounding rocks increases with

depth, steep normal faults can branch off Byerlee faults with dips as gentle as 30° . A low shear strength of the lower part of the pre-existing fault also increases the chances of reactivation of the deeper part and abandonment of the upper part.

Introduction

The origins of numerous tectonic structures may be strongly influenced by pre-existing weak zones (Bott 1959,

Kenzie 1969, Dixon et al. 1987). It has been suggested that the gentle dips of many normal faults in an extensional tectonic environment are due to the reactivation of weak pre-existing thrusts (Anderson 1951, Sykes 1978, Bruhn et al. 1982, Enfield & Coward 1987). Conversely, the chaos structures described by Dechert (1967) or Wernicke and Burchfield (1982) and the interpretation of the seismic data recorded beneath the Basin and Range lands of the North American Cordillera (Potter et al. 1986) or beneath the North Sea (Beach et al. 1987) are examples of areas where the pre-existing faults have not been reactivated but are cross-cut by steeper faults.

The marginal stability state between new faulting and reactivation studied by Jaeger & Cook in 1969, has been further developed more recently by Ivins et al. (1990) and Ranalli & Yin (1990). Ivins et al. (1990) performed a 3-D analysis of the marginal stability state where they non-dimensionalized all quantities having units of stress by the scale factor $1/\sigma_1$. Ranalli & Yin (1990) compared the stress and orientation conditions for reactivation in the normal, thrust and strike-slip faulting regimes.

In this paper, a 2-D analysis has been developed more specifically to study the effects of depth on the reactivation of a pre-existing normal fault. The ideal situation is considered where a new fault develops in a shear mode across a homogeneous medium. As tension mode could be important in the shallowest levels and could

give rise to the formation of tensile joints (Petit & Barquins, 1988), the present analysis is limited to levels where the effective stresses are compressional and to cases where excess fluid pressure in the fault zone does not exceed the effective mean stress in the surrounding rocks. Furthermore it is assumed that the fault plane contains the intermediate stress axis. Relaxation of this condition would introduce further complexities and oblique slip along the pre-existing fault (Gillcrist et al. 1987). An analysis is made of the conditions under which a pre-existing gently-dipping fault may be reactivated in the brittle domain during extensional tectonic events.

An illustration of this analysis is found in kilometre-scale normal "short-cut" faults above a gently dipping pre-existing thrust like the Outer Hebrides Fault. This structure (Fig. 1) of the Northwest Scottish continental shelf has been studied from widespread exposures of the basement in close proximity to off-shore basins surveyed with a dense network of reflection profiles (Brewer & Smythe, 1984; Stein & Blundell, 1990). The most recent movement recorded onshore (Lailey et al. 1989) is a thrusting event during the Caledonian Orogeny, while the seismic profiles show that the continuation at depth of the Outer Hebrides Thrust is a plane fault that has undergone post Caledonian extension.

The Marginal State Analysis

The competition between potential new faults and misorientated pre-existing structures forms the basis of the stability analysis (Ivins et al., 1990; Ranalli & Yin, 1990).

Fault Geometry

In the following text the three branches of the faults are referred to respectively as : A) the abandoned fault, B) the reactivated fault, C) the new normal fault. The branching fault pattern is defined by the following parameters (Fig. 2):

- H : depth of the branching point,
- α : angle between the vertical line and the reactivated fault. Close to the branching point, this angle is the same as the angle between the vertical line and the abandoned thrust.
- α' : angle between the vertical line and the new fault. An antithetic (in reference to the early thrust fault) new normal fault is shown on Fig. 2a, but the following analysis applies also to a synthetic fault.

State of Stress around the Branching Point

The analysis presented here applies to the small volume of rocks surrounding the branching point at the time of the propagation of the new normal fault. In this small volume, a constant stress tensor is assumed, and in accordance with the Anderson theory (Anderson, 1951), a vertical maximum principal direction for the stress tensor is also assumed (Fig. 2a). The value of the effective vertical stress applied on a horizontal surface is:

$$\sigma'_1 = (1 - \lambda) \sum g_i \cdot \rho_i \cdot Z_i \quad (1)$$

where λ , g , ρ_i and z_i are respectively the pore fluid ratio [Pore fluid pressure/ Overburden pressure] defined by Hubbert & Rubey (1959), the gravitational acceleration, the density and the thickness of the different lithologies.

The Isotropic Mohr Coulomb Criterion

The propagation of the new normal fault implies that the stress tensor reaches the strength of the "intact" (isotropic) rocks. Its value is predicted by the Mohr-Coulomb criterion:

$$\tau = C_0 + \mu \cdot \sigma_n \quad (2)$$

where τ , σ_n , C_0 , μ are respectively the shear stress, normal stress, apparent cohesion and coefficient of internal friction ($\tan^{-1} \mu$ is the angle of internal friction Φ). The Mohr-Coulomb criterion predicts (Jaeger & Cook, 1969) the following value for the angle α' between the new fault and the maximum principal stress direction:

$$\alpha' = \frac{90 - \Phi}{2} \quad (3)$$

and the following relation between the effective maximum stress component and the deviatoric component at the time of fracture development:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{C_0 \cdot \cos \Phi + \sin \Phi \cdot \sigma'_1}{1 + \sin \Phi} \quad (4)$$

The Mohr-Coulomb criterion is appropriate for shear fractures only if the effective stress is compressional (Jaeger & Cook, 1969).

Consequently the following study is restricted to depths where ($\sigma'_3 > 0$):

$$H > \frac{2 C_0 \cos \Phi}{\rho g (1 - \lambda) (1 - \sin \Phi)} \quad (5)$$

The Anisotropic Mohr Coulomb Criterion

The anisotropic Mohr-Coulomb criterion predicts the conditions that lead to the reactivation of a pre-existing fault (Jaeger & Cook 1969):

$$\tau = C_{0f} + \tan \Phi_f \cdot \sigma_n \quad (6)$$

where C_{0f} and Φ_f are respectively the cohesion and the angle of friction on the reactivated fault plane.

If the pre-existing fault has an extra amount of fluid pressure (δP) above that of the surrounding rocks (P), then the effective normal stress applied on the pre-existing fault surface is (Ivins et al. 1990):

$$\sigma'_{nf} = \sigma_{nf} - P - \delta P \quad (7)$$

For any pre-existing fracture, at an angle α from the maximum principal stress direction, the deviatoric component that delimits the domains of reactivation and non reactivation is calculated by (adapted from Jaeger 1959, eq. 7)):

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{C_{0f} \cos \Phi_f + \sin \Phi_f \cdot (\sigma'_1 - \delta P)}{\sin (2\alpha + \Phi_f) + \sin \Phi_f} \quad (8)$$

The Anisotropic Mohr-Coulomb criterion is appropriate only if the compressive effective stress around the fracture is greater than the excess fluid pressure along the pre-existing fault. Otherwise, tensile mode propagation gives rise to tensile joints (Petit & Barquins, 1988).

Given a stress state, two pre-existing faults are at the marginal stability state for reactivation. The fault selected for this study is more gentle than the potential new fault.

Transition between Brittle Reactivation and Fracturing

The marginal stability state of a pre-existing plane fault is studied by examining the ratio (Ranalli & Yin, 1990) or the difference between the deviator stress necessary to induce reactivation (equation 8) and that necessary to induce fracturing (equation 4). The difference is expressed as P_f , a function depending on 6 parameters:

$$P_f = A(C_{of}, C_o, \delta P, \Phi, \Phi_f, \alpha) + B(\phi, \phi_f, \alpha) \sigma'_1 \quad (9)$$

with

$$A = \frac{\cos \Phi_f}{\sin(2\alpha + \Phi_f) + \sin \Phi_f} C_{of} - \frac{\cos \Phi}{1 + \sin \Phi} C_o - \frac{\sin \Phi_f}{\sin(2\alpha + \Phi_f) + \sin \Phi_f} \delta P$$

$$B = \frac{\sin \Phi_f}{\sin(2\alpha + \Phi_f) + \sin \Phi_f} - \frac{\sin \Phi}{1 + \sin \Phi}$$

The function P_f , referred to hereafter text as the function of fracturing ability, can be used to examine the conditions of reactivation of any portion of a pre-existing fault (Fig. 3a):

- it cannot be reactivated if its fracturing ability P_f is positive. In this case, when σ_1 reaches the strength of the rocks,

there is failure and a new fault appears,

- it can be reactivated if its fracturing ability P_f is negative. Its reactivation prevents σ_1 reaching the strength of the surrounding rocks, and there is no new fracturing.

Conditions for Reactivation at Depth and New Faulting
at Shallow Levels.

Reactivation of a plane fault in a homogeneous medium

Beneath the depth boundary (Eq. 5) where the effective stress is compressional, the only depth dependent factor in the fracturing ability function is σ'_1 . If reactivation is harder than new faulting at levels shallower than the transition level, i.e. if the depth gradient of the fracturing ability function B is negative and A is positive (Fig. 3a), then upper part of the pre-existing fault could be abandoned while the lower part remains active. Conversely, the lower part of the pre-existing fault would be abandoned if reactivation occurs more easily than new faulting at levels shallower than the transition level, i.e. if B is positive, and A is negative.

Fig. 4a shows the domain of the solutions where $B > 0$. To simplify graphic presentation, $\delta\phi = \phi - \phi_f$ has been used. B is negative in the space to the left of the grid surface representing the solution of $B=0$. For faults with a dip more gentle than 30° , ($\alpha > 60^\circ$), B is negative only if the friction angle on the fault is less than 23° and the difference between the internal friction angle and the friction angle along the fault is more than 20° .

In cases where $\delta P = 0$, Fig. 4b and 4c emphasize the influence of the cohesion ratio C_{of}/C_o and show the solutions of $A > 0$ and $B < 0$ respectively for $\phi_f = 40^\circ$ and $\phi_f = 1^\circ$. These values can be considered as the two extreme cases respectively for strong fault zones and weak fault zones. The grid surface delimits the sign domains of A , and A is positive in the space above the grid surface. The vertical hatched surface delimits the sign domains of B . Diagram 4b shows that $B < 0$

and $A > 0$ only for steep faults and $C_{of}/C_o > 0.5$. The extreme case $\phi_f = 1^\circ$, must also be studied to determine the effect of decreasing ϕ_f (Fig. 4c). The domain of solutions where $A > 0$ and $B < 0$ becomes larger. This situation could be inferred in the case of "fault-normal" compression (Zoback et al. 1987), where the fault shows activity even though supporting a very small shear stress.

The effects of pore fluid and excess fluid pressures

Pore fluid pressure P in the intact rocks has considerable influence on the depth gradient B . An increase of pore fluid ratio λ would make the transition level between new faulting and reactivation deeper (Fig. 3, curve b).

Excess fluid pressure δP in the fault zone has no effect on the depth gradient B , but decreases the value of A in the fracturing ability function. Any excess fluid pressure would make the transition level shallower when the reactivation domain is located beneath it, and would allow reactivation to reach the surface if (Fig. 3, curve c):

$$\delta P > C_{of}/\tan \Phi_f - \frac{\cos \Phi ((\sin (2\alpha + \Phi_f) + \sin \Phi_f) \cdot C_o}{(1 + \sin \Phi) \sin \Phi_f} \quad (10)$$

Therefore, neither the pore fluid pressure nor the excess fluid pressure would change the relative position of the fracturing and reactivation domains.

Cases where a thrust is reactivated at depth but abandoned in its upper part

If material parameters are within a range of reasonable values, the above analysis shows that solutions where the reactivation domain is located at deeper levels than the fracturing domain are rather difficult to envisage. For example, if the values of the parameters proposed by Byerlee (1978) are used ($\Phi_f = 40^\circ$ and $C_{of} = 0$), the above analysis predicts that reactivation becomes easier when depth increases ($B < 0$) only if the pre-existing structure has a dip ranging between 43° ($\alpha < 47^\circ$) and 65° (dip of the potential new normal fault from equation 4). In these conditions, the pre-existing fault is reactivated at all levels since ($C_{of} = 0$) implies $A < 0$.

Byerlee's values may therefore be disregarded in this case. It would seem that Byerlee's law cannot be considered as a paradigm for the properties of faults in the brittle domain (Hickman, 1991; Rutter & Brodie, 1991), and any example of a new normal fault that branches on a thrust which is partly abandoned suggests two possibilities:

1) the ratio [cohesion of fault/cohesion of intact rocks] is non-negligible and leads to the abandonment of the upper part of the pre-existing fault, while the cohesion C_0 is small and allows fracturing in shear mode beneath a shallow domain of tensile fracturing,

2) the linear depth dependent properties of the rocks and faults have to be disregarded. In the following section, several cases where mechanical properties change with depth are examined.

Some Possible Origins of Reactivation at Depth
and New Faulting at Shallow Levels.

Weakness along the fault zone below a given depth

The above analysis has been developed for a homogeneous medium. If the mechanical properties are depth-dependent, then the situation may be different. It has been observed that hydrothermal alteration of silicate bonds (Bruhn et al. 1982) or the presence of specific minerals such as montmorillonite (Byerlee, 1978) or anhydrite (Muller & Briegel, 1980) along a pre-existing fracture decreases its strength and increases the likelihood of its reactivation. When this weakness is located in the deeper part of the fault, (Fig. 6, state of stress C), its ability to be reactivated changes abruptly. In this case, the deeper part of the pre-existing fault may be reactivated,

while the upper part would not be and a new normal fault would branch from the top of the weakness (Fig. 6, curve (3)).

Excess fluid pressure located below a given depth

Excess fluid pressure in the fault zone decreases its apparent strength (Hubbert & Rubey, 1959, Sibson 1981 or Sibson 1985 for example). When this excess fluid pressure is located below a given depth, this also results in an apparent weakness located at depth, and increases the likelihood of a reactivation at depth (Fig. 6, curve (2)).

Increase in cohesion of the surrounding rocks

It is known, almost qualitatively, that cohesion varies with lithology and porosity, and some data (Hoshino et al., 1972; Karig, 1986; Jones & Preston, 1987) suggest that cohesion could increase exponentially when porosity decreases. As sediment compaction commonly induces an exponential decrease in porosity (Athy, 1930) with depth, the increase of cohesion with depth is probably an important feature in the evolution of sedimentary basins (Zhao et al., 1986). When it is assumed that the only depth-dependent parameter is the cohesion C_0 , the tangent to the P_f function can be expressed by:

$$\frac{\delta P_f}{\delta z} = \gamma_p (1-\lambda) B - \frac{\cos \phi}{1 + \sin \phi} \frac{\delta C_0}{\delta z} \quad (11)$$

Increasing cohesion of the surrounding rocks at depth may increase the chances of the reactivation of gently dipping pre-existing planes when the depth gradient of the fracturing ability function is negative, and $\delta P_f / \delta z < 0$ when:

$$\frac{\delta C_o}{\delta z} > \frac{(1 + \sin \Phi) \gamma_p (1 - \lambda) B}{\cos \phi} \quad (12)$$

Fig. 7c gives solutions of this inequality. A cohesion gradient $\delta C_o / \delta z$ of 5 to 20 MPa/km has been suggested by Zaho et al. (1986) and can be inferred for the first few kilometres of a sedimentary basin. Greater values seem unrealistic, thus excluding, in Fig. 7c, reactivation of faults with a less than 30° dip. For faults with dips ranging between 60° and 30°, a slightly convex depth evolution of cohesion ($\delta^2 C_o / \delta z^2$) would allow reactivation in the deepest domain (Fig. 7a, state of stress C) below a fracturing domain (Fig 7a, state of stress A), as this evolution would imply that P_f is positive in the upper part where the cohesion gradient is too small (Fig. 7b, point A) and that it decreases in the deeper domain (Fig. 7b, point C) until reaching a negative value.

If increasing cohesion in the deep part of sedimentary basins increases the chances of the reactivation of faults with dip as gentle as 30° and values as high as those proposed by Byerlee, this situation should obviously not exist in the basement.

Conclusion

Beneath the shallowest domain of the tensile fracturing mode, the linear Mohr-Coulomb Anderson criterion predicts extensional reactivation of a plane fault at deep levels and fracturing at shallower levels when the difference between the internal friction angle of the intact rocks and the friction angle along the fault exceeds 20°, the ratio [cohesion of fault/cohesion of intact rocks] is non-negligible, and excess fluid pressure along the fault is limited. If the cohesion of the fault is negligible and friction angle along the fault is larger than 23°, reactivation would only involve the upper part of a fault. A greater pore fluid pressure ratio would deepen the transition between new faulting and reactivation but would not change the location of the reactivation domain with respect to the new fault domain. Nonetheless, if the material is heterogeneous and shows a change in mechanical properties with depth, the chances of the propagation of new normal faults above a pre-existing fault may be increased. An increase with depth of the cohesion of the intact rocks allows the propagation of normal faults above a reactivated Byerlee fault which may have a dip as gentle as 30°. If a weakness zone or excess fluid pressure along the pre-existing fault is located at deeper levels, then a new fault would develop from the upper part of this heterogeneity. When the mechanical properties of a gentle pre-existing fault allow its reactivation at levels deeper than the transition level, its progressive exhumation would result in new steeper faults cutting across it. In an area which has been progressively buried by sedimentation, these relationships would not be found. As normal fault systems are most frequently buried in basins beneath

sediments, it is tempting to use the field observations made in extensional uplifted areas like the Basin and Range lands (Wernicke & Burchfield, 1982) to define rules concerning normal faulting in the upper crust. Earthquakes and seismic profile analysis (Jackson & White 1988) suggest that some rules apply whatever the geodynamic context is. Nonetheless, the present study, by outlining the influence of depth on the extent of the respective areas of fault reactivation and new faulting, suggests that the cross-cut relationships between normal faults may be different in an eroded area from these in a subsiding area.

Acknowledgements- We wish to thank B.Célérrier, G.Ranalli and J.P.Petit for very constructive criticisms, which substantially improved the scientific aspect of the manuscript. J.P. Gratier and G. Mascle made helpful suggestions about an earlier version of this work. Acknowledgement is made to Elf Petroland b.v. for providing seismic data whose observations partly form the basis of this research.

FIGURES

Fig. 1: An isometric sketch showing the partial reactivation of the Outer Isles Fault where the basement fault is reactivated by normal en-echelon short-cut faults ("Minch fault") (From Stein & Blundell 1990).

Fig. 2:

-a- A sketch of the branching of a new normal fault on a previous fault and boundary conditions around the branching point.

A) abandoned thrust; B) pre-existing fault reactivated as normal fault; C) new fault; H: depth of the branching point. σ'_1 and σ'_3 : principal components of the effective stress tensor. α and α' are the angles between σ'_1 and respectively the pre-existing fault and the new fault.

-b- The Mohr diagram at the marginal stability state between reactivation and fracture propagation in the brittle domain. C_0 and C_f are respectively the apparent cohesion of the surrounding rock and the fault cohesion, ϕ and ϕ_f are respectively the internal friction angle and the fault friction angle.

18 AOÛT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: pialour@ujf-grenoble.fr

Fig. 3: The evolution over depth of the reactivation ability function(Pf).

a) New fault domain is located at shallower levels than the reactivation domain if $A > 0$ and $B < 0$ (see text for the discussion);

b) the effect of fluids ;

line A) no fluids ($\lambda = 0$ and $\delta P = 0$);

line B) the effect of pore fluid pressure ($\lambda = 0.5$ and $\delta P = 0$);

line C) the effect of excess fluid pressure ($\lambda = 0$, and δP determined from eq. (10)). Left lateral translation induced by this excess fluid pressure, and vertical dilatation induced by any pore fluid pressure do not depend on the value of the other 4 parameters.

Fig. 4: Influence of the parameters on the depth of the reactivated domain and the fracturing domain (see text for discussion).

a - The influence of the difference between the internal friction angle of the intact rocks and the friction angle on the fault. Reactivation at deeper levels than fracturing requires $B < 0$. $B < 0$ in the half space located to the left of the grid surface depicting a half funnel.

b - The influence of the cohesion ratio C_{of} / C_o ($\phi_f = 40^\circ$, $\delta P = 0$). $A > 0$ above the grid surface, $B > 0$ to the right of the vertical wall. 4 domains are defined: (1) reactivation acts at all levels if $A < 0$ and $B < 0$; (2) new fault at all levels if $A > 0$ and $B > 0$; (3) the reactivation domain is deeper than the fracturing domain if $A > 0$ and $B < 0$; and (4) reactivation is predicted at shallower levels than fracturing if $A < 0$ and $B > 0$.

c - The influence of the cohesion ratio C_{of} / C_o ($\phi_f = 1^\circ$, $\delta P = 0$)

Fig. 5: Depth domains of reactivation for a plane fault according to Byerlee's law in a homogeneous medium. (1), (2) and (3) are the fracturing ability functions for the three sets of parameters of table 1.

(A), (B) and (C) represent 3 states of stress at 3 different levels for the first set of parameters of table 1. In (A), reactivation is favoured, in (C) new faulting is favoured, and (B) is the marginal stability state.

Fig. 6: Stress domains of reactivation and non reactivation for a plane fault with a weakness zone located in the deeper part of the fault.

A sketch of 3 fracturing ability functions: (1) no weakness, (2) excess fluid pressure at depth, (3) decrease of Φ_f at depth.

A), (B) and (C) represent 3 states of stress at 3 different depths. In (A) new faulting is favoured, in (C) reactivation is favoured, and (B) is the marginal stability state.

Fig. 7: Stress domains of reactivation and non reactivation for an increase in cohesion with depth.

a - Mohr diagrams. A,B and C represent 3 states of stress at 3 different depths for an increase in cohesion of the intact rocks shown by the shaded area) and the following set of parameters: $\phi_f=40^\circ$, $C_{of}=0$, $\alpha=60^\circ$, $\Phi=37^\circ$, $\lambda=0$, $\delta P=0$.

b - The fracturing ability function; curve 1 same parameters as Fig. 7a ; curve 2, same parameters except a pore fluid ratio $\lambda=0.4$; curve 3, same parameters except $C_o(0)=5$ MPa.

c - The influence of the parameters on the evolution of reactivation with depth ; Reactivation at deeper levels than fracturing requires $\delta P_f/\delta z < 0$ (see text for the discussion) ; This domain is located in the half space above the grid surface, solution of equation (12) for $\phi_f=40^\circ$, and $\lambda=0$.

References

- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting, (2nd Edn), Oliver & Boyd, Edinburgh, 187 p.
- Athy L.F. 1930. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 14, 1-24.
- Beach A., Bird T., Gibbs A. 1987. Extensional tectonics and crustal structures: deep seismic reflection data from the Northern North Sea Vicking graben, in Coward M., Dewey J.F., Hancock P.L., (eds), *Continental extensional tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 28, pp. 467-476.
- Bott M.H. 1959. The Mechanics of oblique-slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Brewer J.A., Smithe D.K. 1984. MOIST and the continuity of crustal reflectors along the Caledonian-Appalachian orogen, *J. Geol. Soc. London*, 141,105-120.
- Bruhn R.L., Yusas M.R., Huertas F. 1982. Mechanics of low-angle normal faulting: an example from Roosevelt Hot Springs geothermal area,Utah, *Tectonophysics*, 86, 343-361.
- Byerlee J.D. 1978. Friction of rocks, *Pure Appl.Geophys.*,116, 615-626.
- Dechert J. 1967. Bedrock geology of the Northern Schell Creek Range, White Pine County, Nevada, *Unpublished Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle*.
- Dixon T.H., Stern R.J. and Hussein I.E. 1987. Controls of Red Sea rift geometry by Precambrian structures, *Tectonics*,6, 551-571.
- Enfield M., Coward M. 1987. The structures of the West Orkney Basin, northern Scotland, *J. Geol. Soc. London*, 144,871-884. Gillcrist R.,

Coward M., Mugnier J.L. 1987. Structural inversion and its controls, *Geodinamica Acta*, 1, 1-25.

Hickman S.A. 1991. Stress in the lithosphere and the strength of active faults, *Review of Geophysics, April supplements*, p. 759-775.

Hoshino K., Koide H., Inami K., Iwamura S., Mitsui S. 1972. Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures, *Geol. Survey of Japan Report*, 244, 200p.

Hubbert M.K., Rubey W.W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, *Geol. Soc. America Bulletin*, 70, 115-166.

Ivins E.R., Dixon T.H., Golombek M.P. 1990. Extensional reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime, *J. Struc. Geol.*, 12, 303-314.

Jaeger J.C. 1959. The frictional properties of joints in rocks, *Geofis. Pura Appl.*, 43, 148-158.

Jaeger J.C., Cook N.G. 1969. Fundamentals of Rock Mechanics, *Chapman and Hall (eds)*, London, 513 p.

Jackson J.A., White N.J. 1988. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension, *J. Struc. Geol.*, 11, 15-36.

Jones M.E., Preston M.F. 1987. Introduction to deformation of sediments and sedimentary rocks, *Geol. Soc. Spec. Publication (London)*, 29, pp. 1-8.

Karig D.E. 1986. Physical properties and mechanical state of accreted sediments in the Nankai Trough, Southwest Japan Arc, *Geol. Soc. America Mem.*, 166, pp. 117-133.

Lailey M., Stein A., Reston T. 1989. The Outer Hebrides Fault: a major proterozoic Structure in NW Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 146, 253-259.

McKenzie D.P. 1969. The relation between faults plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 591-601.

Muller H.W. and Briegel U. 1980. Mechanical aspect of the Jura overthrust, *Eclog. Geol. Helv.*, 73, 239-250.

Petit J.P., Barquins M. 1988. Can natural faults propagate under natural conditions?, *Tectonics*, 7, 1243-1255

Potter C.J., Sandford W.E., Yoos T.R., Prussen E.I., Keach R.W., Oliver J.E., Kaufman S., Brown L.D. 1986. COCORP deep seismic reflection traverse of the interior of the North American Cordillera, Washington and Idaho: implication for orogenic evolution, *Tectonics*, 5, 1007-1025.

Ranalli G., Yin Z.M. (1990). Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case, *J. Struc. Geol.*, 12, 1067-1071

Rutter E., Brodie K. 1991. Lithosphere rheology -a note of caution-, *J. Struct. Geol.*, 13, 363-367.

Sibson R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models, in: *Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Series, Simpson & Richard ed.*, Am. Geophys. Monogr. 4, pp. 593-603.

Sibson R.H. 1985. A note on fault reactivation, *J. Struct. Geol.*, 7, 751-754.

Stein A.M., Blundell D.J. 1990. Geological inheritance and crustal dynamics of the northwest Scottish continental shelf, *Tectonophysics*, 173, 455-467.

Sykes L.R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonic post-continental fragmentation, *Rev. Geoph. and Space Phys.*, 16, 621-687.

Wernicke B., Burchfield B. 1982. Modes of extensional tectonics, *J. Struc. Geol.*, 4, 105-115.

Zaho W.L., Davis D.M., Dahlen F.A., Suppe J. 1986. Origin of Convex Accretionary Wedges: Evidence from Barbados, *J. Geophys. Res.*, 91, 10246-10258.

Zoback M.D., Zoback M.L., Mount V.S., Suppe J., Eaton J.P., Healy J.H., Oppenheimer D., Reasenber P., Jones L., Raleigh C.B., Wong I.G., Scotti O., Wentworth C. 1987. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system, *Science*, 238, 1105-1111.

table 1:

Curve	(1)	(2)	(3)
Parameters			
ϕf	40°	40°	40°
ϕ	37°	45°	45°
α	38°	60°	38°
α'	26°	22°	22°
$\rho g(1-\lambda)$	25MPa/km	25MPa/km	25MPa/km
Co	8 MPa	8 MPa	8 MPa
Cof	0 MPa	0 MPa	0 MPa
δP	0 MPa	0 MPa	0 MPa
Pf evolution			
A	-4 MPa	-3 Mpa	-3 MPa
$\delta Pf/\delta z$	0.8 MPa/km	6 MPa/km	0 MPa

Fig. 1

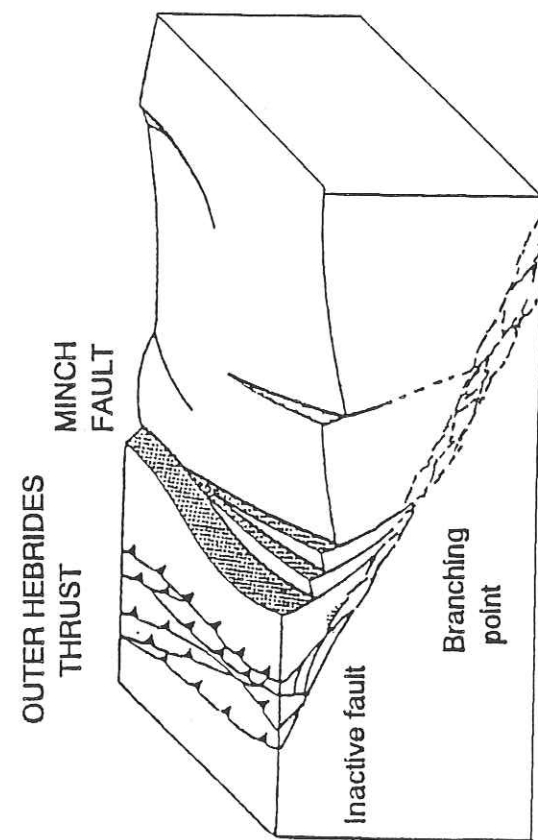
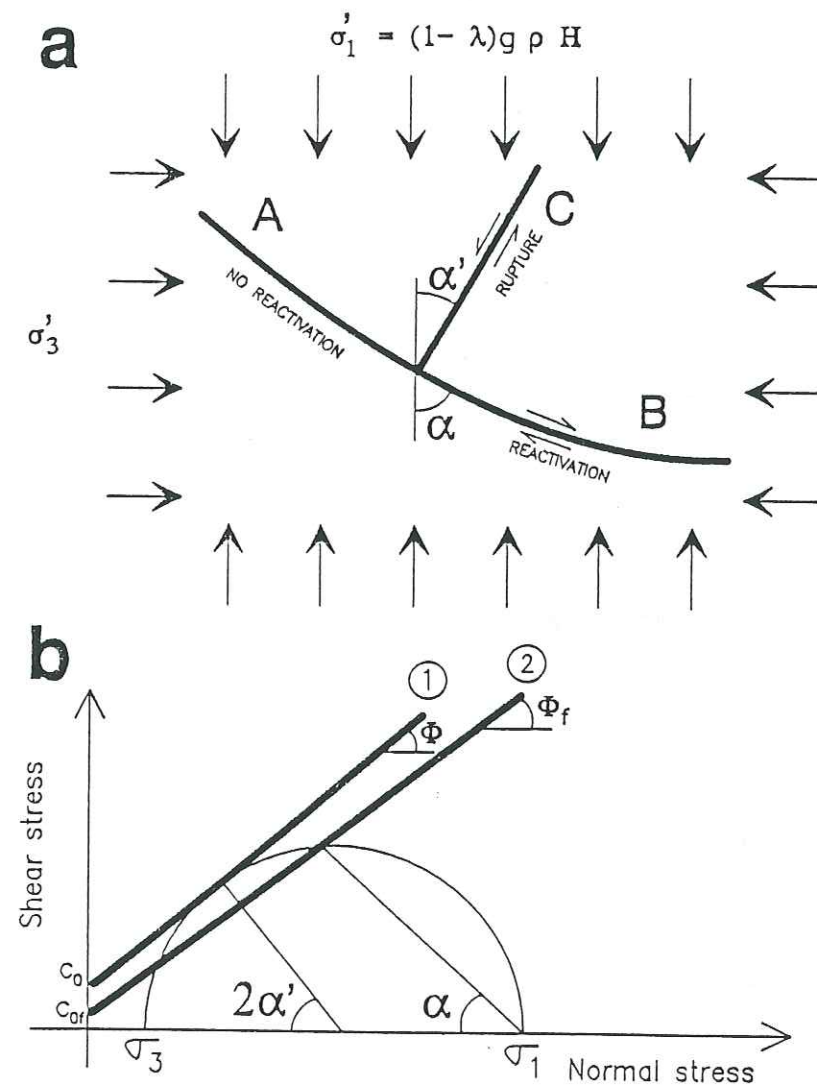


Fig. 2



- ① Mohr-Coulomb criteria (New fault)
- ② Anisotropic Mohr-Coulomb criteria (Reactivation)

Fig. 3

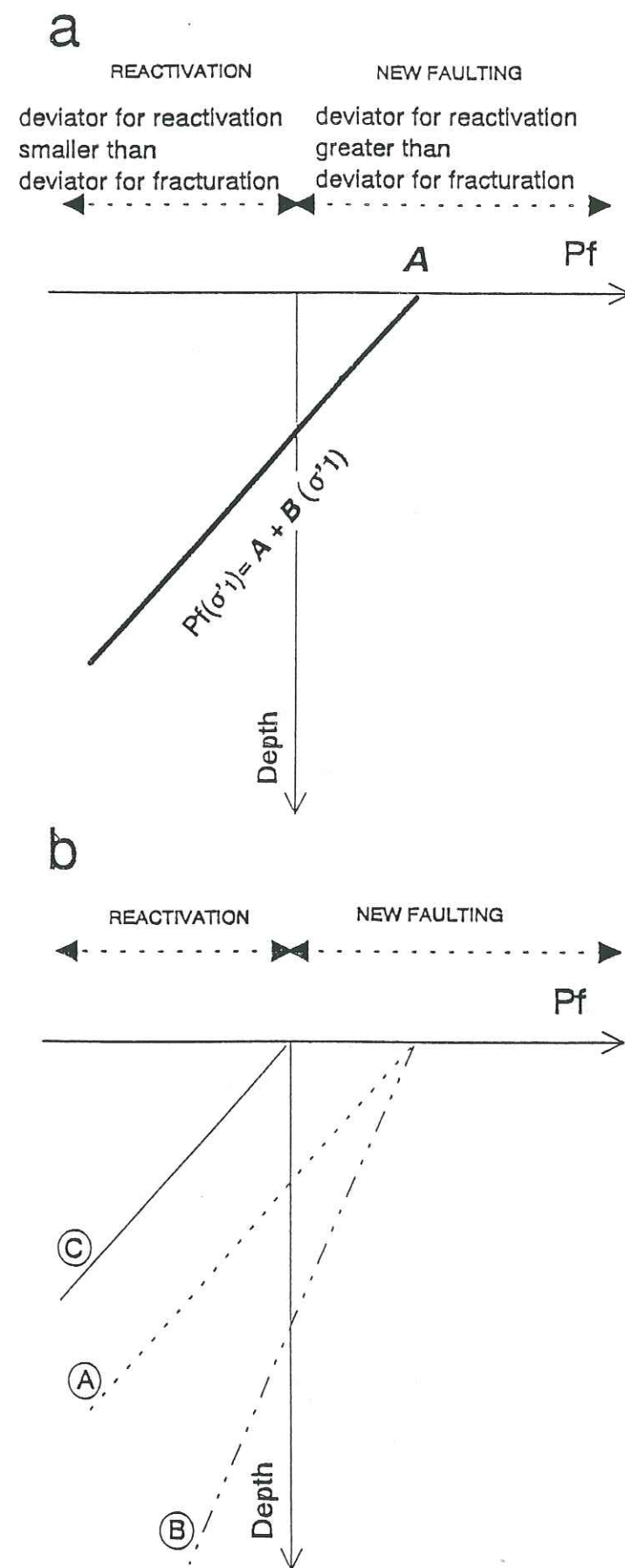
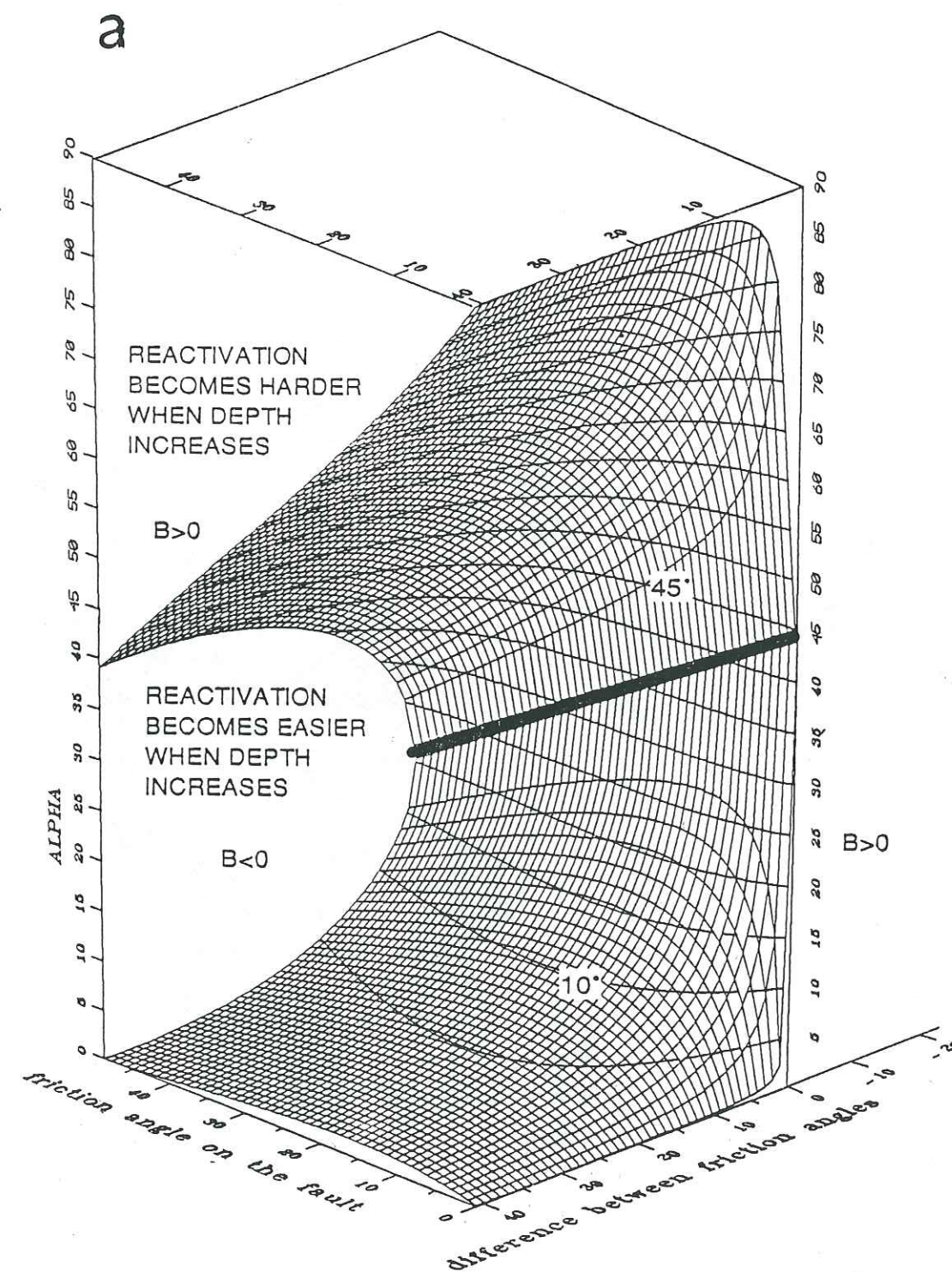


Fig. 4a



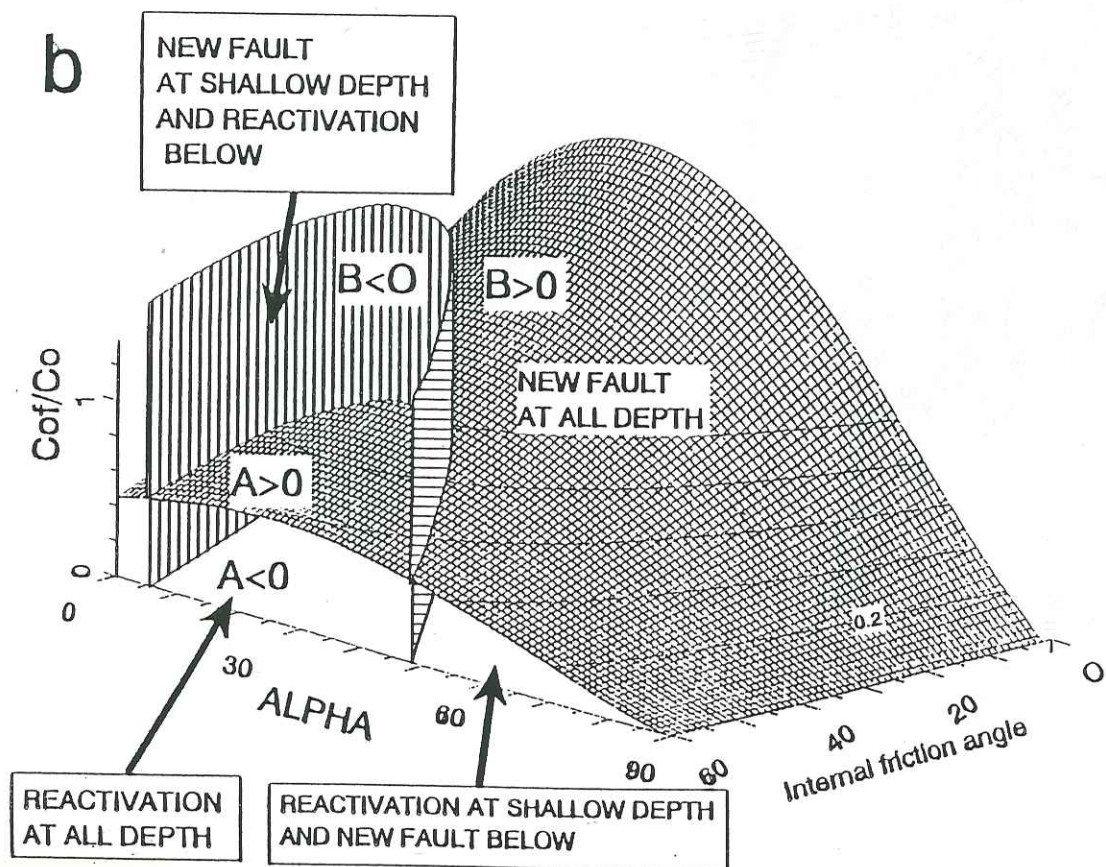


Fig. 4b

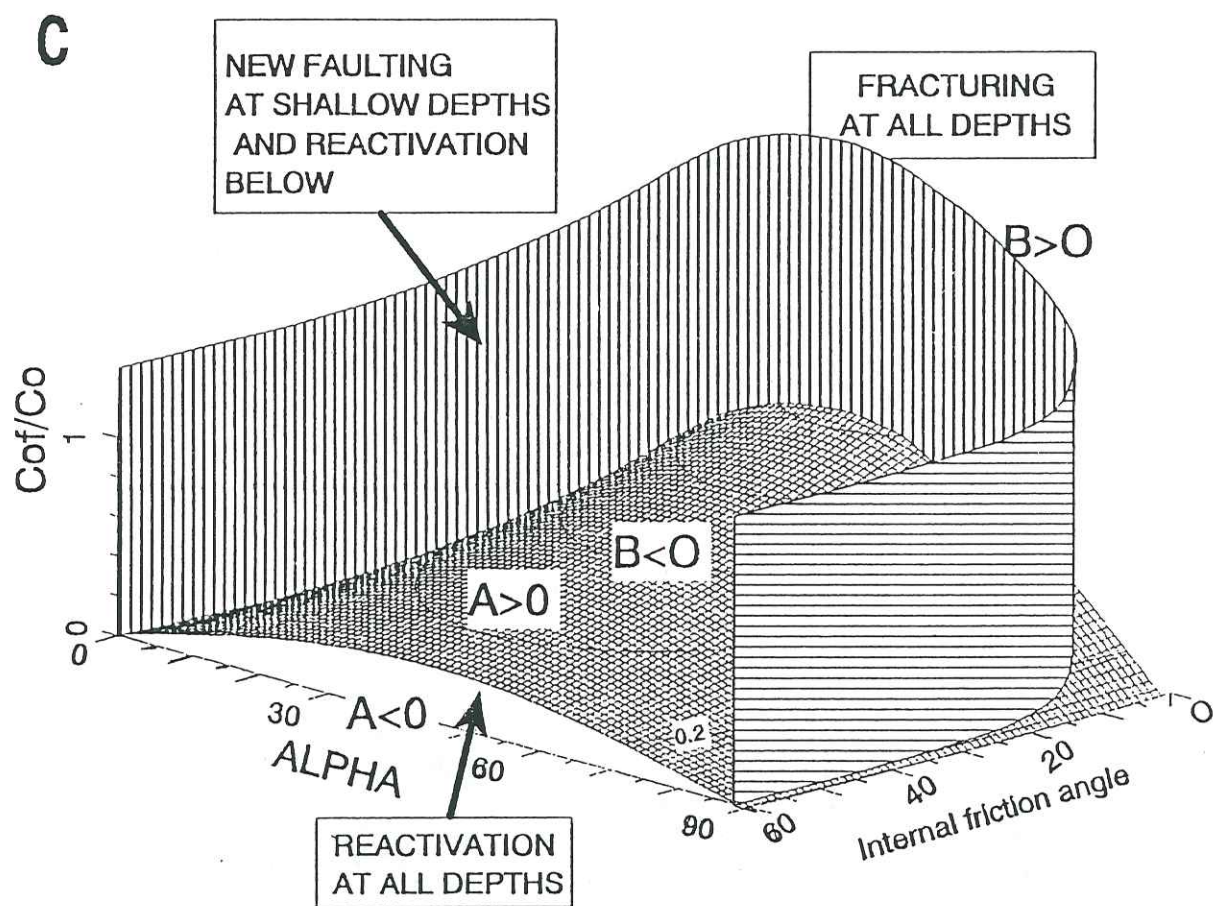


Fig. 4c

Fig. 5

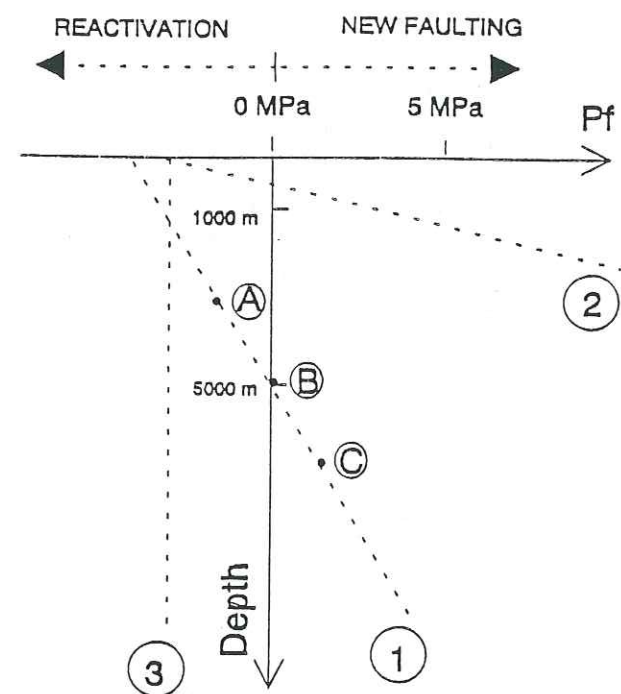


Fig. 6

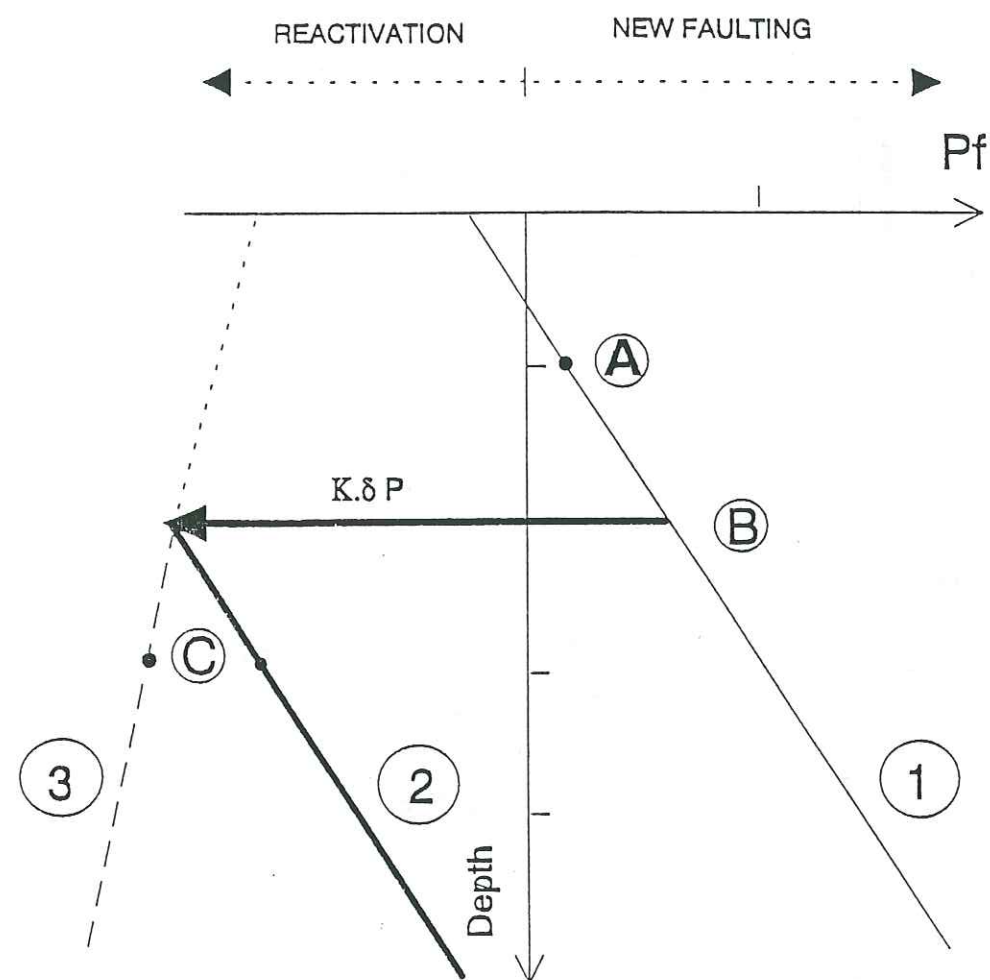


Fig. 7

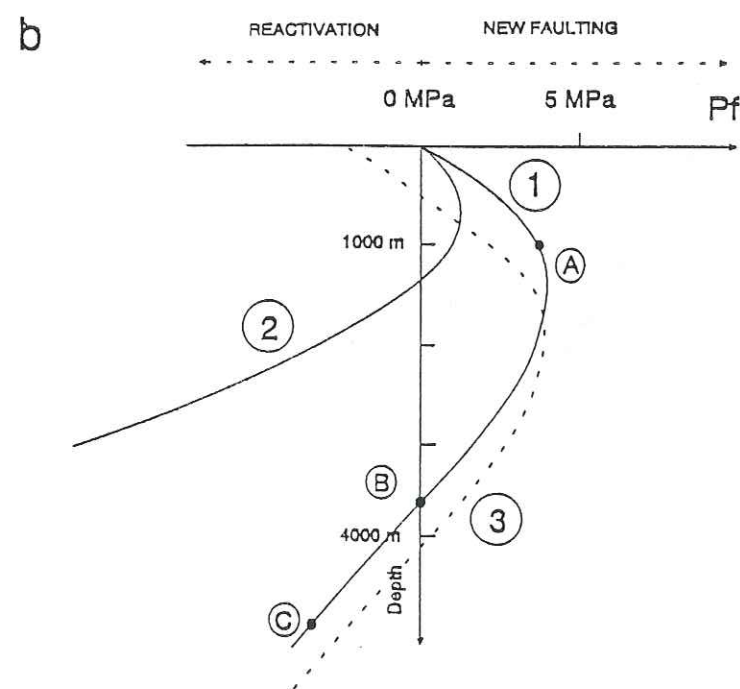
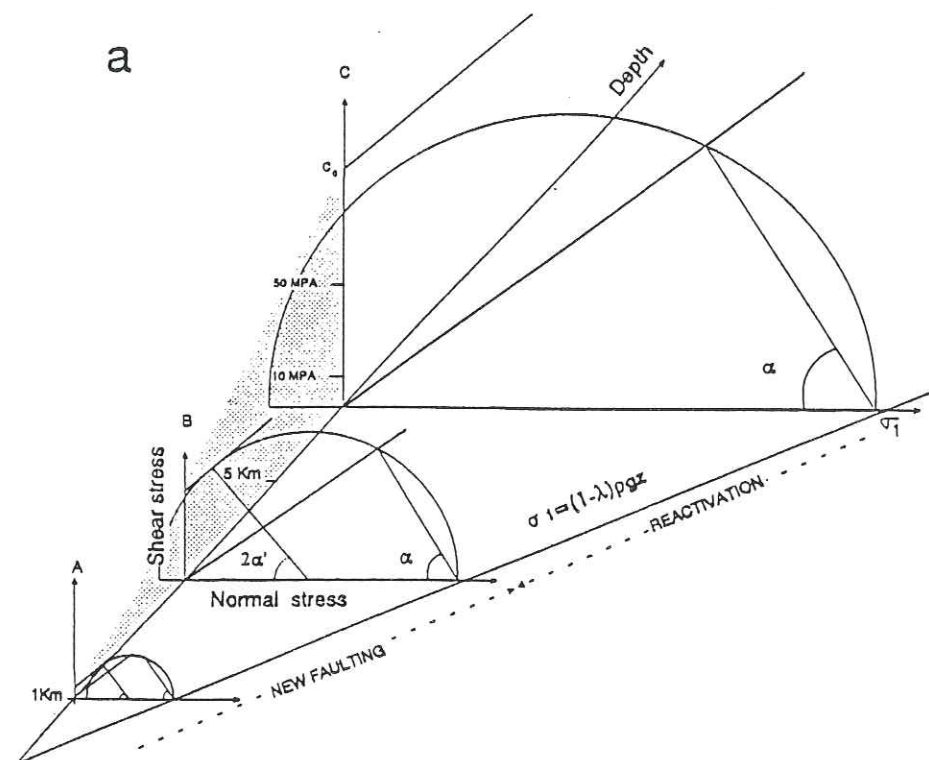
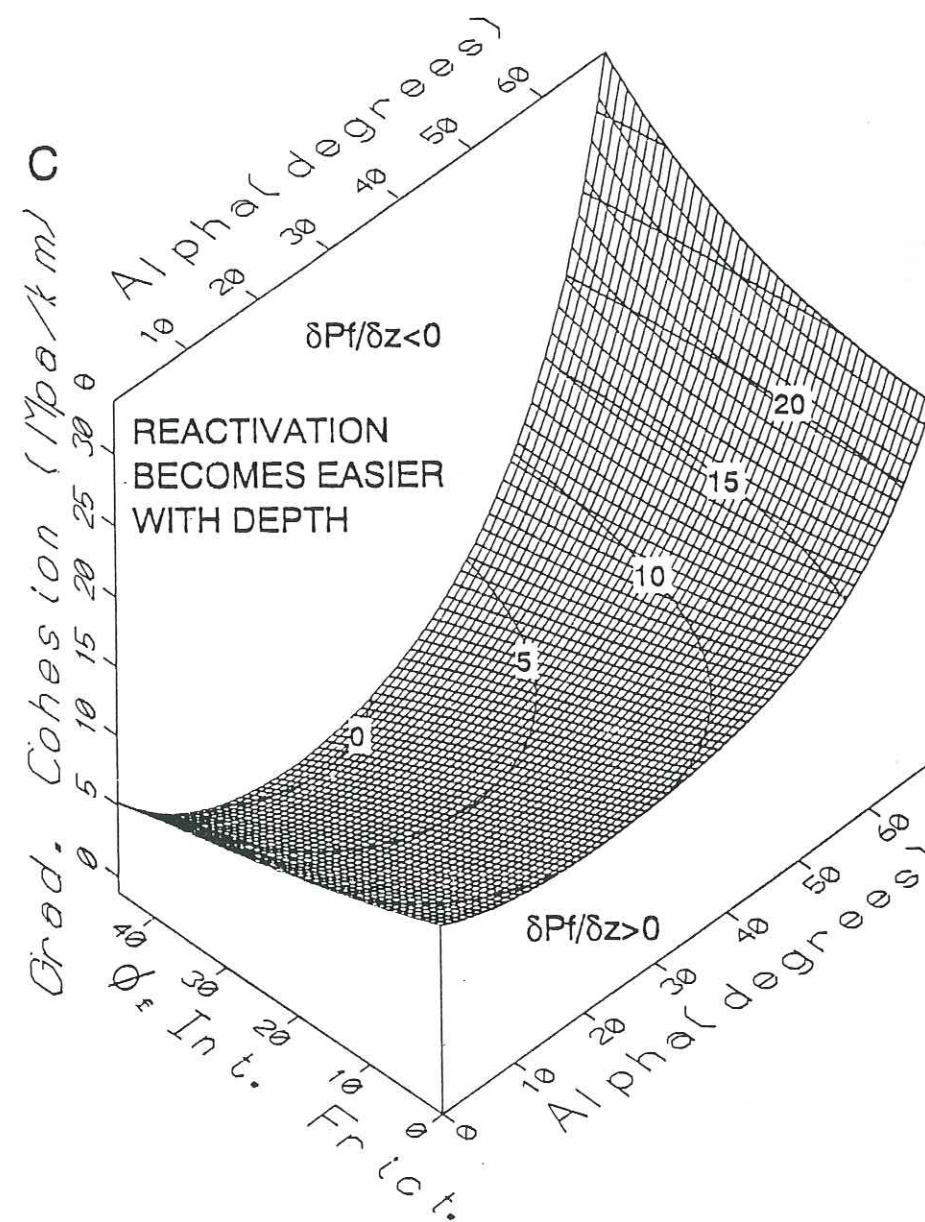


Fig. 7b

Fig. 7c



A N N E X E 2

SHORT-CUT GEOMETRY DURING

STRUCTURAL INVERSIONS:

COMPETITION

BETWEEN FAULTING AND REACTIVATION

Pascale Huyghe and Jean-Louis Mugnier

Institut Dolomieu et U.R.A. C.N.R.S. 69, rue Maurice Gignoux, 38031,
Grenoble cedex

Abstract

Short-cut geometries occur during structural inversions when a normal fault is created at the hanging-wall of a thrust reactivated in its deeper part and abandoned in its shallower part, or when a thrust fault is created at the footwall of a partly reactivated normal fault. The isotropic and anisotropic Mohr Coulomb Anderson theory is used here to determine the potential of any part of a fault to be reactivated by calculating the difference between the deviator stress necessary to induce reactivation and the deviator stress necessary to induce fracturing. The effect of depth on reactivation potential is studied for a wide range of cohesion and friction angle values. It appears that

short-cuts can only occur if the ratio (cohesion of the fault)/(cohesion of the intact rock) is not nil. However, during compressive reactivation, shortcuts can branch off a steep pre-existing fault (50-55°) when the cohesion ratio is less than 0.2. A new normal fault can only branch off a gentle pre-existing fault if the friction coefficient of the latter is much lower than the value of the Byerlee's law. For a 30° dip fault, the friction angle has to be less than 20°. Neither pore fluid pressure nor constant excess fluid pressure affect the above conditions.

When a depth-related increase in cohesion of the surrounding rocks is inferred, steep normal faults can branch off Byerlee faults with dips as gentle as 30°. A weakness located in the lower part of the pre-existing fault can also increase the chances of reactivation of the deeper part and abandonment of the upper part.

Listricity of the pre-existing fault, promotes the occurrence of short-cut geometries in a compressional regime, but not in an extensional regime.

Key words:

Structural inversion, brittle regime, Mohr-Coulomb criteria, Byerlee law.

LES GEOMETRIES EN "SHORT-CUT" ASSOCIEES AUX INVERSIONS STRUCTURALES: UNE COMPETITION ENTRE REACTIVATION ET CREATION DE FAILLES

Résumé

La création d'une faille normale au toit d'un chevauchement réactivé dans sa partie profonde, ainsi que celle d'une faille inverse au mur d'une faille normale partiellement réactivée peuvent être défini en terme de géométries en "short-cut" se produisant durant des inversions structurales. Les critères isotrope et anisotrope de Mohr-Coulomb-Anderson sont utilisés ici pour déterminer les possibilités de réactivation d'une portion de faille. Pour cela on calcule la différence entre le déviateur des contraintes nécessaire à la réactivation et celui nécessaire à la fracturation. L'effet de la profondeur sur ce potentiel de réactivation est étudié pour une large plage de valeurs des cohésions et angles de frottement. Cette étude montre que des géométries en "short-cut" ne peuvent se produire que si le rapport C_0/C_{of} est différent de zéro. Durant une réactivation en compression, des géométries en "short-cut" peuvent se produire pour des failles pré-existantes raides (50-55°) si le rapport des cohésions est supérieur à 0,2. Durant une réactivation en extension, des géométries en short-cut ne peuvent se produire à l'aplomb d'une faille pentée à 30° que si l'angle de frottement le long de la faille pré-existante est inférieur à 20°. Ni la pression de fluide ambiante, ni l'excès de pression de fluide dans la faille ne modifient ces conditions. Quand un accroissement en profondeur de la cohésion est envisagé, des géométries en "short-cut" extensifs peuvent apparaître à l'aplomb de failles ayant un pendage de 30°. La présence d'une zone

de faiblesse dans la partie profonde du plan de faille augmente les possibilités d'apparition de géométries en short-cut dans un régime compressif, mais non dans un régime extensif.

Mots clés: Inversion structurale, réactivation, critère de Mohr-Coulomb, loi de Byerlee.

I- Introduction

The origins of numerous tectonic structures may be strongly influenced by pre-existing weak zones (Bott 1959, Mc Kenzie 1969, Dixon et al. 1987). It has been suggested that reactivation of pre-existing structures is of great importance when compression affects earlier basins or oceanic margins (Winslows 1981 and many others), leading to a tectonic inversion. It has also been suggested that the gentle dips of many normal faults in an extensional tectonic environment are due to the reactivation of weak pre-existing thrusts or other planes of weakness (Anderson 1971, Sykes 1978, Bruhn et al. 1982, Brewer & Smythe 1984, Enfield & Coward 1987). Positive structural inversions occur when shortening follows extension (Gillcrist et al. 1987) and the term "negative structural inversion" may be used when extension follows compression (Glennie & Boegner 1981). The analysis performed here was aimed at examining the conditions under which a pre-existing fault may be reactivated in the brittle domain during a structural inversion. Three cases are used to describe the transition between reactivation and new faulting, a) the entire pre-existing fault is reactivated, b) a new fault branches off the pre-existing fault, and a part of the latter is abandoned while another part is reactivated, c) the pre-existing fault is not reactivated and a new fault cuts through it. The marginal stability state concept, developed by Jaeger & Cook (1969), Ranalli (1987) and Ivins et al. (1990) is used here more specifically to study the effects of depth on the behaviour of

the pre-existing fault. The analysis presented here is developed for any part of a pre-existing fault but its best illustration is found in kilometre scale "short-cut" faults. These "short-cut" faults propagate during negative structural inversion in the hanging-wall of a gently dipping pre-existing thrust and during positive structural inversion in the footwall of a steep pre-existing fault (Fig. 1).

As most of the mechanical parameters in the brittle crust do not have well-defined limits (Hickman 1991, Rutter & Brodie 1991), each parameter has a wide range of values.

This study is a first-order analysis of the effects of stress and mechanical property gradients, a question of great importance (Jaeger and Cook 1969), which has not been well studied in structural geology.

II- The Marginal State Analysis

The competition between creation of potential new faults and reactivation of pre-existing structures forms the basis of the stability analysis (Ivins et al. 1990, Ranalli and Yin 1990).

A- Boundary Conditions

The analysis presented here is applied to the small volume of rocks surrounding the branch point when the new fault propagates. In this small volume, the main directions of the stress tensor are constant, and following the Anderson theory (Anderson 1951), one of the principal directions for the stress

tensor is vertical (Fig. 2A). The value of the vertical stress applied on a horizontal surface is the weight of the rock overburden:

$$\sigma_h = \sum_1^n g \rho_i t_i \quad (1)$$

where g , ρ_i and t_i are respectively the gravitational acceleration, the density and thickness of the n different rocks above the studied volume. If pore fluid pressure P modifies the stress state, there is a decrease in the normal component applied on any plane (Jaeger & Cook 1969). The effective normal component σ'_n is $\sigma'_n = \sigma_n - P$. The pore fluid ratio $\lambda = P/\sigma_n$ can be introduced (Hubbert & Rubey, 1959), and $\sigma'_n = \sigma_n \cdot (1 - \lambda)$. By applying this equation to the normal stress acting on a horizontal plane, the following result is obtained:

$$\sigma'_h = (1 - \lambda) \sum g \rho_i t_i \quad (2)$$

The three faults at the branch point are called respectively: 1) the new fault, 2) the reactivated fault, 3) the abandoned fault. The early fault refers to the fault existing prior to the new fault propagation. The branching fault pattern is defined by the following parameters (Fig. 2 A):

- H : depth of branching point,
- α : angle between σ_1 and the reactivated fault.
- α' : angle between σ_1 and the new fault.

B- The Isotropic Mohr Coulomb Criteria

The propagation of the new normal fault implies that the stress tensor reaches the strength of the "intact" (isotropic) rocks (Fig. 2B). Its value is predicted by the Mohr-Coulomb formula:

$$\tau = c_0 + \tan \Phi \cdot \sigma'_n \quad (3)$$

where τ , σ_n , c_0 , Φ are respectively the shear stress, normal stress, apparent cohesion and the angle of internal friction.

The following relation between the effective maximum stress component and the deviatoric components at the time of fracture development can be found (Jaeger & Cook 1969):

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{\cos \Phi \cdot c_0 + \sin \Phi \cdot \sigma'_1}{1 + \sin \Phi} \quad (4)$$

C- The A.M.C. Theory

The anisotropic Mohr-Coulomb theory predicts the conditions that lead to the reactivation of a pre-existing fault (Fig. 2B) (Jaeger & Cook 1969):

$$\tau = c_{of} + \tan \Phi_f \cdot \sigma'_n \quad (5)$$

where c_{of} and Φ_f are respectively the cohesion and the angle of static friction on the reactivated fault plane.

If the pre-existing fault has an extra amount of fluid pressure (δP), above that of the surrounding rocks, then the effective normal stress applied on the pre-existing fault surface is $\sigma'_{nf} - \delta P$ (Hubbert & Rubey 1959).

For any pre-existing fracture, orientated at an angle α to the maximum principal stress direction, the deviatoric component that delimits the domains of reactivation and no reactivation is calculated by (adapted from Jaeger 1959):

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{c_{of} + \tan \Phi_f \cdot (\sigma'_1 - \delta P)}{\sin 2\alpha + \tan \Phi_f \cdot (1 + \cos 2\alpha)} \quad (6)$$

D-Transition between Brittle Reactivation and Fracturing

The marginal stability state of a pre-existing plane fault can be studied by examining the difference between the deviator stress necessary to induce reactivation (equation 6) and that necessary to induce fracturing (equation 4). This difference is expressed as P_{fn} :

$$P_{fn} = (Dn - Kn \delta P + Gn \sigma'_1) / Cn \quad (8)$$

with $Cn = 2 \cos^2 \alpha (\tan \alpha + \tan \Phi_f) (1 + \sin \phi)$

$$Dn = (1 + \sin \phi) \cdot Cof - (\sin 2\alpha + \tan \Phi_f \cdot (1 + \cos 2\alpha)) \cdot \cos \phi \cdot Co$$

$$Kn = \tan \Phi_f \cdot (1 + \sin \phi)$$

$$\text{and } Gn = \tan \Phi_f - \sin \phi \cdot \sin 2\alpha - \sin \phi \cdot \tan \Phi_f \cdot \cos 2\alpha$$

The function P_{fn} is used to determine the reactivation potential of any portion of a pre-existing fault (Fig. 3):

- A fault cannot be reactivated if its fracturing potential P_{fn} is positive. In this case, when $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ reaches the strength of the

rocks, there is failure and a new fault appears,

- it can be reactivated if its potential P_{fn} is negative. Its reactivation prevents $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ reaching the strength of the surrounding rocks, and there is no new fracturing.
- at the transition between reactivation and fracturing, the fracturing potential is nil. The deviation and concentration of stresses around the propagating tip (Pollard & Segall 1987) will disturb the marginal stability state. This may allow either the new fault to intercept a pre-existing one in a portion with a negative fracturing potential, or the reactivation of a portion with a positive reactivation potential. Allowance must be made for crack domain where crack propagation in depth ranges around points where the fracturing potential is nil. The Mohr-Coulomb theory is largely empirical, though for the most part, it is in agreement with the crack model of MacClintock & Walsh (1962). Therefore it fails to give a complete description of the propagation of a fault. The study of this transition zone is, however, beyond the scope of this paper.

When σ'_1 is vertical, i.e. during negative structural inversion, the effect of depth on fault reactivation can be studied through P_{fn} as it is expressed as a function of σ'_1 . In that which follows, P_{fn} is called the "reactivation potential function" during negative structural inversion.

An analogous calculation can be performed to express the difference between the deviator stress necessary to induce reactivation and that necessary to induce fracturing as a function of σ'_3 . On the basis of this expression for P_{fp} , the effect of depth when σ'_3 is vertical can be studied. P_{fp} is therefore the reactivation potential during positive structural inversion.

II- Conditions for Short-Cut Geometries During Extensional Regime.

For a homogeneous medium crossed by a plane fault, the only depth dependent factor in the fracturing potential function is σ'_1 . Four cases are possible depending on signs of (G) and $(Dn - Kn.dP)$. The upper part of the pre-existing fault could be abandoned while the lower part is active if reactivation is more difficult than new faulting at levels shallower than a transition level, and if the depth gradient (G) of the potential function is negative and $(Dn - Kn.dP) > 0$ is positive close to the surface (Fig. 3). Reactivation acts at all levels if $(Dn - Kn.dP) < 0$ and $G < 0$, fracturing at all levels if $(Dn - Kn.dP) > 0$ and $G > 0$, and reactivation is predicted at shallower levels than fracturing if $(Dn - Kn.dP) < 0$ and $G > 0$.

1) The sign of G_n is a function of α, ϕ, ϕ_f , and $G_n < 0$ if (Appendix 1):

$$\frac{\sin \phi_f}{\sin \phi} - \sin (\phi_f + 2\alpha) < 0 \quad (8)$$

Figure 4 shows the ranges of solutions of this inequality. To simplify graphic presentation, $\delta\phi = \phi - \phi_f$ has been used. G_n is negative in the space to the left of the grid surface, representing the solution to the case of equality in equation (8) in a $(\alpha, \phi_f, \phi - \phi_f)$ space. For pre-existing faults with a dip of less than 30° , i.e. $\alpha > 60^\circ$, G_n is negative only if the friction angle on the fault is less than 23° .

2) $D_n - K_n \delta P$ is positive if:

$$\frac{C_{of} - \tan \phi_f \delta P}{C_0} > \frac{\cos \phi_f (\sin 2\alpha + \tan \phi_f (1 + \cos 2\alpha))}{1 + \sin \phi} \quad (9)$$

In cases where $\delta P = 0$ and $\phi_f = 40^\circ$, Figure 5a shows the solution to this inequality. In cases where $\delta P = 0$ and $\phi_f = 1^\circ$, Figure 6a shows the solution to this inequality. These values of ϕ_f can be considered to be the two extreme cases respectively for hard and weak fault zones (Hickman 1991, Rutter & Brodie 1991). The first one is proposed by Byerlee (1978) from experiments, the other one could be inferred in the case of "fault-normal compression" (Zoback et al. 1987), showing activity though supporting a very small shear stress. On the graphs of Fig. 5 and 6, the sign of G and D are dependant of α , Φ_f and C_{of}/C_0 . D_n is positive in the space above the grid surface representing the solution to the equality case of equation (9). The vertical hatched surface represents the function (8) delimiting the sign domains of G_n , G_n being positive behind the surface. The 2 surfaces delimit 4 domains in the $(\alpha, \Phi_f, C_{of}/C_0)$ space. For each of them, the competition between reactivation and fracturing gives different results and is symbolized by small cartoons. Normal shortcut geometries may only occur in the upper left domain. Diagram 5A shows that normal short-cut geometries may only occur, when $\Phi_f = 40^\circ$, for steep faults (with a dip exceeding 40°) and $C_{of}/C_0 > 0.5$. For the extreme case $\phi_f = 1^\circ$, the domain of solutions becomes larger (Fig. 6A) and, if $C_{of}/C_0 < 0.5$, shortcut geometries can be inferred for a flat fault with a dip of less than 20° .

III- Conditions for Shortcut Geometry During Compressional Regime

The reactivation potential function during positive structural inversion (Pfn) is also studied, and it is found that:

$$P_{fp} = (D_p - K_p \delta P + G_p \sigma'_3)/C_p \quad (10)$$

$$\text{with } C_p = (2 \sin^2 \alpha \cdot (\cotan \alpha - \tan \phi_f)) \cdot (1 - \sin \phi)$$

$$D_p = (1 - \sin \phi) \cdot C_{of} - (\sin 2\alpha + \tan \phi_f (\cos 2\alpha - 1)) \cdot \cos \phi \cdot C_0$$

$$K_p = \tan \phi_f \cdot (1 - \sin \phi)$$

$$\text{and } G_p = \tan \phi_f - \sin \phi \cdot \sin 2\alpha - \sin \phi \cdot \tan \phi_f \cdot \cos 2\alpha$$

In cases where $\delta P = 0$, Figures 5B and 6B show the solution of this inequality for the same two extrem cases as before. As the sign of C_p changes with variation in Φ_f and α values, the domain of solutions is slightly more complex than in the case of negative structural inversion, and the representation of the function delimitating the sign domains of G_p/C_p (vertical hatched surface), is more complex, G_p/C_p being positive behind the wall. Shortcut geometries occur in the upper frontal domains. When $\Phi_f = 40^\circ$ and $C_{of}/C_0 > 0.2$, shortcut geometries may occur if α is slightly greater than 50° . For an other Φ_f value, shortcut geometries may occur for faults with a dip slightly exceeding $(90^\circ - \Phi_f)$.

IV- The Effects of Pore Fluid and Excess Fluid Pressures

The depth gradient of the potential function is $G/C \text{ gp } (1-\lambda)$ and pore fluid pressure has considerable influence on it.

An increase in pore fluid pressure λ would make the transition level deeper (Fig. 7A, curve a: no fluids, curve b: $\lambda = 0.5$).

Excess fluid pressure has no effect on the depth gradient of the potential function, but decreases the surface value $((D-K.\delta P)/C_n)$ of the potential function. Therefore, any excess fluid pressure would make the transition level shallower when the reactivation domain is located beneath it, and would allow reactivation to reach the surface if $\delta P > D/K$ (Fig. 7A, curve c), an inequality that is necessarily verified when $\tan \phi_f . \delta P > C_{of}$.

However, neither the pore fluid pressure nor the excess fluid pressure would change this superposition, and would allow short-cut geometry to occur when the value of G in the above analysis indicates that the reactivation domain is located at shallower levels than fracturing.

V- Effects of Depth-dependant Variations in the Parameters

A- Effect of local weakening along the fault zone

The above analysis applies to a homogeneous medium. If the mechanical properties are depth-dependent, then the situation may be different. It has been largely quoted that local excess fluid pressure (Hubbert & Rubey 1959, Sibson 1981 and 1985 for example), hydrothermal alteration of silicate bonds (Bruhn et al. 1982) or the

presence of specific minerals such as montmorillonite (Byerlee 1978) or anhydrite (Muller & Briegel 1980) along a pre-existing fracture decrease its strength and increase the likelihood of its reactivation. If this weakness is located in the deep part of the fault (Fig. 7b), its reactivation potential would change abruptly, and the deep part of the pre-existing fault may be reactivated, while the upper part would not be.

B- Effect of an increase in cohesion of the surrounding rocks

Gradual changes in cohesion and friction angles may be inferred from listric geometry of faults (Price 1966) or from parabolic experimental strength envelopes (Handin 1966).

We want to emphasize hereafter changes in cohesion. It is known, at least qualitatively, that cohesion varies with lithology and porosity, and some data (Hoshino et al. 1972, Karig 1986, Jones & Preston 1987) suggest that cohesion could increase considerably when porosity decreases. As sediment compaction commonly induces an exponential decrease in porosity (Athy 1930) with depth, the increase of cohesion with depth is probably an important feature in the evolution of sedimentary basins (Zhao et al. 1986).

The increase in cohesion of the surrounding rocks at depth may favour the reactivation of gently dipping pre-existing planes by allowing the depth gradient of the potential function to be negative. At any depth the tangent to the P_{fn} function can be expressed by:

$$\frac{\delta P_{fn}}{\delta z} = \frac{1}{C_n} (G_n . gp (1-\lambda) - (\sin 2\alpha + \tan \phi_f . (1+\cos 2\alpha)) . \cos \phi \frac{\delta C_o}{\delta z}) \quad (11)$$

and $\delta P_{fn}/\delta z < 0$ when:

$$\frac{\delta C_o}{\delta z} > \frac{G_{gp}(1-\lambda)}{(\sin 2\alpha + \tan \phi_f \cdot (1 + \cos 2\alpha)) \cdot \cos \phi} \quad (12)$$

A cohesion gradient $\delta C_o/\delta z$ of 5 to 20 MPa/km has been suggested by Zaho et al. (1986). Greater values seem unrealistic, thus excluding reactivation of faults with a dip of less than 30°. For faults with dips ranging from 30° to 60°, a slightly convex depth evolution of cohesion would allow fracturing in the shallower domain (Fig 7C, curve 3) and reactivation in the deeper domain, as this evolution would imply that P_f is positive in the upper part where the cohesion gradient is too small and that it decreases in the deeper domain until reaching a negative value.

In the case of a progressive increase in cohesion, the effects of pore fluid pressure become more complex and more noticeable than in the previous cases (Huyghe and Mugnier 1992). An increase in the pore fluid pressure ratio from 0 (curve 1 on Fig. 7C) to 0.4 (curve 2 on Fig. 7C) considerably decreases the depth of the transition between fracturing and new faulting. However, the reactivation during an extensional regime of a low angle fault with a high friction angle would imply that the effective minimum principal stress is tensile, a result already obtained by Sibson (1985).

VI- Conclusions

To sum up, the linear Mohr-Coulomb Anderson theory predicts

short-cut geometries when the internal friction angle exceeds the friction angle along the fault, the cohesion on the fault is non-negligible, and the excess pressure along the fault is limited. If the cohesion is negligible and the friction angle along the fault is high, reactivation would involve the shallower part of the fault. A greater pore fluid pressure ratio would deepen the transition zone but would not change the location of the reactivation domain with respect to the new faulting domain. If the pre-existing fault is listric, α would increase at depth, and this tendency does not promote normal shortcut geometries, but could allow reverse shortcut geometries. However, if the material is heterogeneous with changing mechanical properties with depth, shortcut geometries could be facilitated. An increase in the cohesion (induced by compaction for example) would allow the propagation of numerous new normal faults above a reactivated fault as strong as a Byerlee fault, when its dip is as gentle as 30°. If a weakness zone is located at depth, then a new fault would develop from the upper part of this heterogeneity.

Therefore, if shortcut geometries are shown from geological data, it has to be inferred that the deeper part of the pre-existing fault is weaker than the upper part, or in positive structural inversions, that the dip of the pre-existing fault is close to $(90 - \Phi_f)$, i.e. close to 50° in the case of a Byerlee law.

Aknowledgements- We wish to thank P. Vialon and P. Davy for constructive criticisms, which improved the presentation of the manuscript. This work was supported by a research agreement between Elf-Petroland and Grenoble University.

Fig. 1: Short-cut geometries.

A- Normal short-cut geometry during negative structural inversion (from Stein & Blundell 1990). A pre-existing reverse fault is reactivated at depth, while its upper part is abandoned and a new normal fault appears at its hangingwall.

B- Reverse short-cut geometry during positive structural inversion (from Hayward & Graham 1989). A pre-existing normal fault is reactivated at depth while its shallower part is abandoned and a new reverse fault appears at its footwall.

Fig. 2:

A- A sketch of a new normal fault branching off a previous fault, and boundary conditions around the bifurcation point. 1) new fault; 2) previous fault reactivated as a normal fault; 3) abandoned thrust; H: depth of the branch point. σ'_1 and σ'_3 : principal components of the effective stress tensor. α and α' are the angles between σ'_1 and respectively the pre-existing fault and the new fault.

B- The Mohr diagram at the marginal stability state between reactivation and fracture propagation in the brittle domain. C_0 is the apparent cohesion of the surrounding rock, ϕ and ϕ_f are respectively the internal friction angle and fault friction angle.

Fig. 3: Variation in reactivation potential function with depth. New fault domain is located at shallower levels than the reactivation domain if $(D - K\delta P) > 0$ and $G < 0$. The horizontal axis is the potential of reactivation, the vertical axis is the depth (see text for the discussion).

Fig. 4: The sign of the depth gradient of the reactivation potential function in an extensional regime (See text for the discussion). The diagram is an isometric projection of a $(\alpha, \phi_f, \phi - \phi_f)$ space where α is plotted on the vertical axis, ϕ_f on the horizontal left trending axis, $\phi - \phi_f$ on the horizontal right trending axis. Reactivation at deeper levels than fracturing requires $G < 0$. $G < 0$ in the half space located to the left of the grid surface depicting a half funnel.

Fig. 5: Possible occurrence of shortcut geometries when the friction angle on the fault is close to the Byerlee value ($\phi_f = 40^\circ$). The diagram is an isometric projection of a $(Cof/C_0, \alpha, \phi)$ space where Cof/C_0 is plotted on the vertical axis, α on the horizontal left trending axis, ϕ on the horizontal right trending axis. The grid surface is the solution of $D=0$ and the lined surface of $G=0$. The cartoons show the fault pattern inferred from the competition between reactivation and new faulting. The reactivation domain is deeper than the fracturing domain if $D > 0$ and $G < 0$, i.e. behind the vertical wall and above the grid surface. Reactivation acts at all levels if $D < 0$ and $G < 0$, fracturing at all levels if $D > 0$ and $G > 0$, and reactivation is predicted at shallower levels than fracturing if $D < 0$ and $G > 0$.

A- σ_1 vertical (extensional regime).

B- σ_1 horizontal (compressional regime).

Fig. 6: Influence of parameters on the possible occurrence of short-cut geometries when the friction angle on the fault is very small ($\phi_f = 1^\circ$) (Same caption as Fig. 5).

- A- σ_1 vertical (extensional regime).
- B- σ_1 horizontal (compressional regime).

Fig. 7: The reactivation potential function in an extensional regime:

- A- The effect of fluids; a) no fluids ($\lambda=0$ and $\delta P=0$); b) the effect of pore fluid pressure ($\lambda=0.5$ and $\delta P=0$); c) the effect of excess fluid pressure ($\lambda=0$, and $\delta P=D/K$).
- B- Effects of a weakness zone located in the deeper part of the fault: 1) no weakness, 2) excess fluid pressure, 3) decrease in Φ_f .
- C- Effects of an increase in cohesion with depth; curve 1, set of parameters: $\phi_f=40^\circ$, $\alpha=60^\circ$, $\Phi=37^\circ$, $\lambda=0$; curve 2, same parameters except $\lambda=0.4$; curve 3, same parameters except $C_0(0)=5$ MPa.

Fig. 1: Les géométries en "short-cut".

- A- Création d'une faille normale lors d'une inversion structurale négative, conduisant à une géométrie en "short-cut". La faille inverse pré-existante est réactivée en profondeur, tandis que sa partie superficielle est abandonnée.
- B- Création d'une faille inverse lors d'une inversion structurale positive, conduisant à une géométrie en "short-cut". La faille normale pré-existante est réactivée en profondeur, tandis que sa partie superficielle est abandonnée.

Fig. 2:

- A- Géométrie et conditions aux limites au voisinage du point de branchement. 1) nouvelle faille; 2) faille pré-existante réactivée; 3) portion de faille abandonnée. H: profondeur du point de branchement; σ'_1 et σ'_3 : composantes principales du tenseur des contraintes effectives. α est l'angle entre σ'_1 et la faille pré-existante, et α' l'angle entre σ'_1 et la nouvelle faille.
- B- Représentation de l'état de contrainte limite entre fracturation et réactivation sur un diagramme de Mohr. C_0 est la cohésion apparente des roches encaissantes, ϕ et ϕ_f sont les angles de frottement interne et de frottement sur la faille.

Fig. 3: Les variations avec la profondeur de la fonction de réactivation. Le domaine de création de nouvelles failles est situé à des niveaux plus superficiel que le domaine de réactivation si $(D - K\delta P) > 0$ et $G < 0$ (voir texte pour le détail de la discussion).

Fig. 4: Le signe du gradient de la fonction potentiel de réactivation dans un contexte extensif. (voir texte pour la discussion).

Le diagramme est une projection d'un espace $(\alpha, \phi_f, \phi - \phi_f)$. La réactivation à des niveaux plus profonds que la fracturation nécessite $G < 0$. $G < 0$ dans le demi-espace situé à gauche de la surface décrivant un demi-entonnoir.

Fig. 5: Les possibilités d'apparition de géométries en short-cut (angle de frottement sur la faille voisin de la valeur de Byerlee: 40°). Le diagramme est une projection d'un espace $(Cof/Co, \alpha, \phi)$. La surface de la grille représente la solution de $D=0$, et la surface hachurée la solution de $G=0$. Les petits schémas indiquent le type de failles favorisé par la compétition entre réactivation et fracturation. La réactivation se produit à plus grande profondeur que la fracturation si $D > 0$ et $G < 0$, la réactivation à tous les niveaux si $D < 0$ et $G < 0$, la fracturation à tous les niveaux si $D > 0$ et $G > 0$, et la réactivation est prédite à des niveaux moins profonds que la fracturation si $D < 0$ et $G > 0$.

A- σ_1 vertical (régime extensif);

B- σ_1 horizontal (régime compressif).

Fig. 6: Les possibilités d'apparition de géométries en short-cut (angle de frottement sur la faille très faible: 1°). Même légende que la Fig. 5.

A- σ_1 vertical (régime extensif);

B- σ_1 horizontal (régime compressif).

Fig. 7: La fonction potentiel de réactivation dans un régime extensif:

A- l'effet des fluides; a) pas de fluides ($\lambda=0$ and $\delta P = 0$); b) l'effet d'une pression de fluide ambiante ($\lambda=0.5$ and $\delta P = 0$); c) l'effet d'un excès de pression de fluide dans la faille ($\lambda=0$, and $\delta P = D/K$).

B- l'effet d'une zone de faiblesse localisée dans la partie profonde de la faille: 1) pas de zone de faiblesse; 2) excès de pression de fluide localisé; 3) décroissance de l'angle de frottement le long de la faille.

C- L'effet d'un accroissement de la cohésion avec la profondeur; courbe 1 valeur des paramètres: $\phi_f=40^\circ, \alpha=60^\circ, \Phi=37^\circ, \lambda=0, Co(0) = 0$; courbe 2, même paramètres sauf $\lambda=0.4$; courbe 3 même paramètres sauf $Co(0) = 5$ Mpa.

Appendix 1:

P_f is defined as the difference between the deviator stress necessary to induce reactivation (eq. 6 in text) and that necessary to induce fracturing (eq. 4 in text):

$$P_{fn} = (Dn - Kn \delta P + Gn \sigma'_1) / Cn \quad (\text{eq. 7 in text})$$

$$\text{with } Cn = (\sin 2\alpha + \tan \phi_f (1 + \cos 2\alpha)) \cdot (1 + \sin \phi)$$

$$\text{or: } Cn = (2 \sin \alpha \cdot \cos \alpha + \tan \phi_f (1 + \cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha)) \cdot (1 + \sin \phi)$$

$$Cn = 2 \cos^2 \alpha (\tan \alpha + \tan \phi_f) (1 + \sin \phi)$$

$$Dn = (1 + \sin \phi) \cdot Cof - (\sin 2\alpha + \tan \phi_f (1 + \cos 2\alpha)) \cdot \cos \phi \cdot Co$$

$$Kn = \tan \phi_f \cdot (1 + \sin \phi)$$

$$\text{and } Gn = (1 + \sin \phi) \cdot \tan \phi_f - \sin \phi \cdot (\sin 2\alpha + \tan \phi_f (1 + \cos 2\alpha))$$

$$\text{or: } Gn = \tan \phi_f - \sin \phi \cdot \sin 2\alpha - \sin \phi \cdot \tan \phi_f \cdot \cos 2\alpha$$

P_{fn} is not σ'_1 dependent if $Gn=0$, i.e.:

$$\tan \phi_f - \sin \phi \cdot \sin 2\alpha - \sin \phi \cdot \tan \phi_f \cdot \cos 2\alpha = 0$$

By multiplying by $\cos \phi_f$, and dividing by $\sin \phi$, we find:

$$\sin \phi_f / \sin \phi - \cos \phi_f \cdot \sin 2\alpha - \sin \phi_f \cdot \cos 2\alpha = 0$$

or:

$$\sin \phi_f / \sin \phi - \sin (\phi_f + 2\alpha) = 0 \quad (\text{eq. 8 in text})$$

References

- Anderson E.M. (1951).- The dynamics of faulting.- Oliver & Boyd, Edinburgh (2nd edition), 187 p.
- Anderson R.E. (1971).- Thin skin distension in tertiary rocks of southeastern Nevada.- *Geol. Soc. America Bull.*, 82, 43-58
- Athy L.F. (1930).- Density, porosity and compaction of sedimentary rocks.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 14, 1-24.
- Bott M.H. (1959).- The Mechanics of oblique-slip faulting.- *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Brewer J.A. & Smithe D.K. (1984).- MOIST and the continuity of crustal reflectors along the Caledonian-Appalachian orogen.- *J. Geol. Soc. London*, 141, 105-120.
- Bruhn R.L. Yusas M.R. & Huertas F. (1982).- Mechanics of low-angle normal faulting: an example from Roosevelt Hot Springs geothermal area, Utah.- *Tectonophysics*, 86, 343-361.
- Byerlee J.D. (1978).- Friction of rocks.- *Pure Appl. Geophys.*, 116, 615-626.
- Dixon T.H. Stern R.J. & Hussein I.E. (1987).- Controls of Red Sea rift geometry by Precambrian structures.- *Tectonics*, 6, 551-571.
- Enfield M. Coward M. (1987).- The structures of the West Orkney Basin, northern Scotland.- *J. Geol. Soc. London*, 144, 871-884.
- Gillcrist R. Coward M. & Mugnier J.L. (1987).- Structural inversion and its controls.- *Geodinamica Acta*, 1, 1-25.

Glennie K.W. & Boegner P.L.E. (1981).- Sole Pit Inversion tectonics.- in Illing & Hobson (eds) *Petroleum Geology of the continental shelf of Northwest Europe*. Institute of Petroleum, London, 110-120.

Handin J. (1966).- Strength and ductility.- in *handbook of physical constants* (Clark ed.), Geol. Soc America Mem. 97, pp. 224-289.

Hayward A.B. & Graham R.H. (1989).- Some geometrical characteristics of inversion.- in Cooper & Williams (eds), *Inversion tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub., 44, 17-39.

Hickman S.A. (1991).- Stress in the Lithosphere and the strength of active faults.- *Review of Geophysics*, April supplements, p. 759-775.

Hoshino K. Koide H. Inami K. Iwamura S. & Mitsui S. (1972).- Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures.- *Geol. Survey of Japan Report* 244, 200p.

Hubbert M.K. & Rubey W.W. (1959).- Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting.- *Geol. Soc. America Bulletin*, 70, 115-166.

Huyghe P. & Mugnier J.L. (1992).- The influence of depth on reactivation in normal faulting.- *J.Struc. Geol.*, in press

Ivins E.R., Dixon T.H. & Golombek M.P. (1990).- Extensional reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime.- *J. Struc. Geol.*, 12, 303-314.

Jaeger J.C. (1959).- The frictional properties of joints in rocks.- *Geofis. Pura Appl.*, 43, 148-159.

Jaeger J.C. & Cook N.G.W. (1969).- *Fundamentals of Rock Mechanics*.- Chapman & Hall, London.

Jones M.E. & Preston M.F. (1987).- Introduction to deformation of sediments and sedimentary rocks.- *Geol. Soc. Spec. Publication* (London), 29, pp. 1-8.

Karig D. E. (1986).- Physical properties and mechanical state of accreted sediments in the Nankai Through, Southwest Japan Arc.- *Geol. Soc. of America Mem.*, 166, pp. 117-133.

Mc Clintock F.A. & Walsh J.B. (1962).- Friction on Griffith cracks under pressure.- *Fourth U.S. national Congress of Appl. Mech., Proc.*, 1015-1021.

Mc Kenzie D.P. (1969).- The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses.-, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 591-601.

Muller H.W. & Briegel U. (1980).- Mechanical aspect of the Jura overthrust.-, *Eclog. Geol. Helv.*, 73, 239-250.

Price R. (1966).- Fault and joint developpment in brittle and semi-brittle rocks.- *Pergamon* (London), 186 p.

Pollard D.D. & Segall P. (1987).- Theoretical displacements and stresses near fractures in rocks: with applications to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces.- in *Fracture mechanics of rocks*, edited by B. Atkinson, Academic Press, Orlando, pp. 227-350.

Ranalli G. (1987).- Rheology of the earth.- Allen & Unwin (edts), London.

Ranalli G. & Yin Z.M. (1990).- Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two dimensional case.- *J. Struct. Geol.*, 12, 1067-1071.

Rutter E. & Brodie K. (1991).- Lithosphere rheology -a note of caution.- *J. Struct. Geol.*, 13, 363-367.

Sibson R.H. (1981).- Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models.- in: *Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Series, Simpson D., Richard P. ed., Am. Geophys. Monogr. 4*, pp.593-603.

Sibson R.H. (1985).- A note on fault reactivation.- *J. Struct. Geol.*, 7, 751-754.

Stein A.M. & Blundell D.J. (1990).- Geological inheritance and crustal dynamics of the northwest Scottish continental shelf.- *Tectonophysics*, 173, 455-467.

Sykes L.R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonics post-continental fragmentation.- *Rev. Geoph. and Space Phys.*, 16, 621-687.

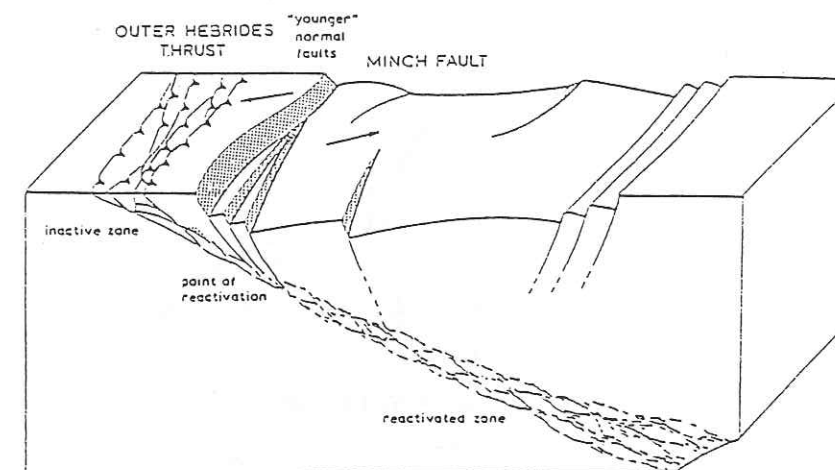
Winslows M.A. (1981).- Mechanism for basement shortening in the Andean fold belt of south America.- In *Thrust and Nappe tectonics*, K. R. McClay & Price N.J. (eds) *Spec. Pub. Geol. Soc. Lond.*, 9, 513-528.

Zaho W.L. Davis D.M. Dahlen F.A. & Suppe J. (1986).- Origin of Convex Accretionary Wedges: Evidence from Barbados.- *J. Geoph. Research*, 91, 10246-10258.

Zoback M.D. Zoback M.L. Mount V.S. Suppe J. Eaton J.P. Healy J.H. Oppenheimer D. Reasenberg P. Jones L. Raleigh C.B. Wong I.G. Scotti O. & Wentworth C. (1987).- New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system.- *Science*, 238, 1105-1111.

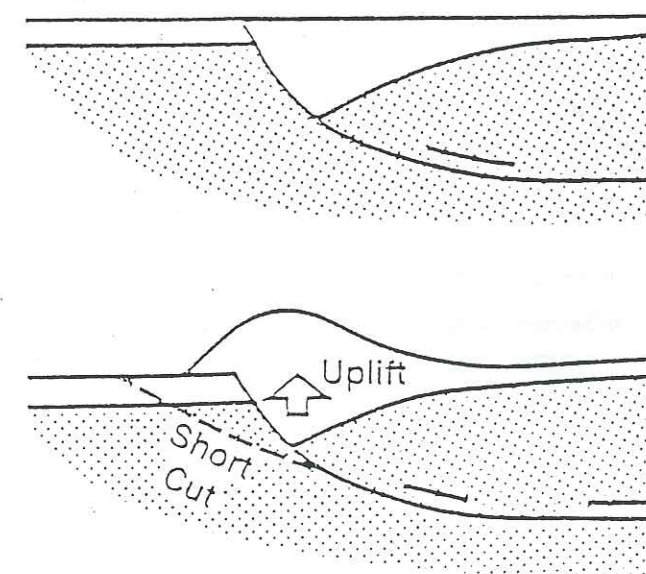
EXAMPLES OF SHORTCUT GEOMETRIES

A - THRUSTING FOLLOWED BY EXTENSION



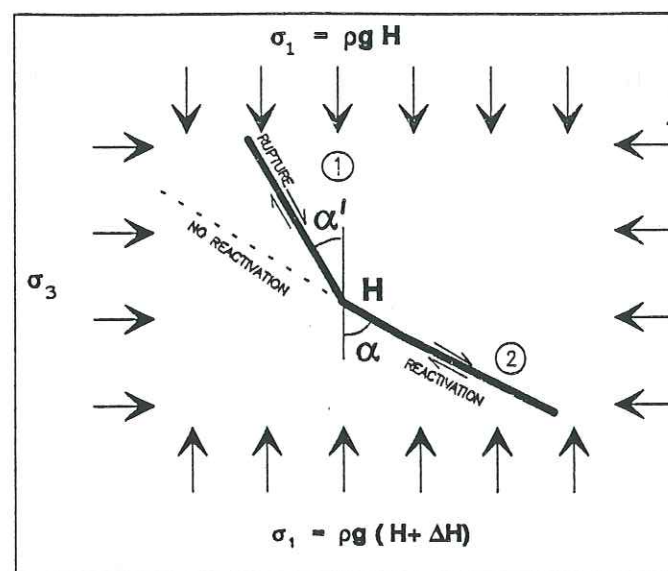
d'après Stein et Blundell (1990)

B - NORMAL FAULTING FOLLOWED BY COMPRESSION

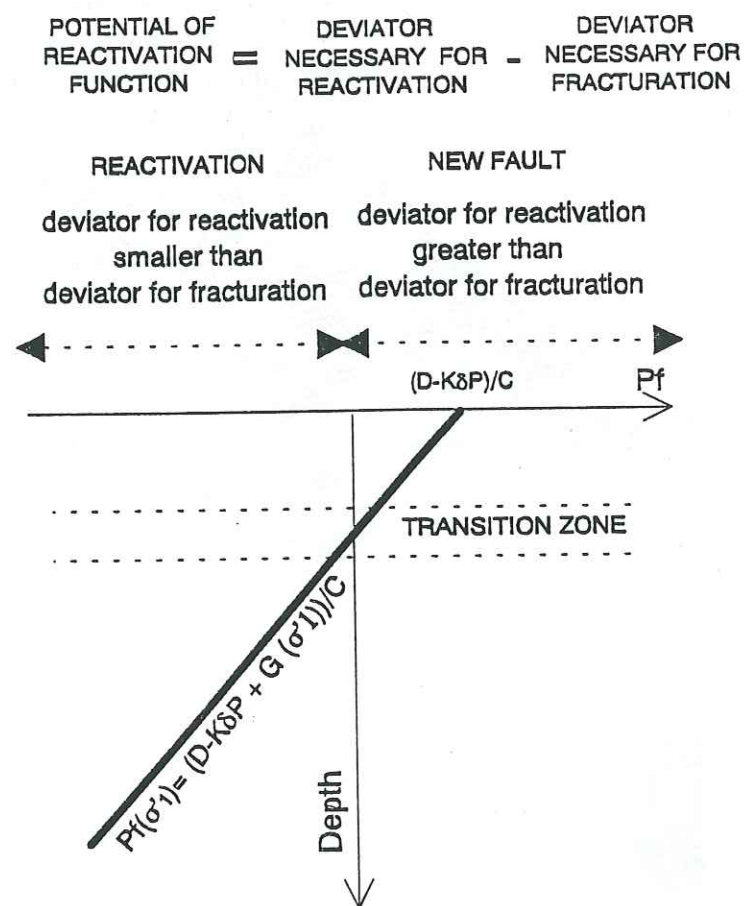
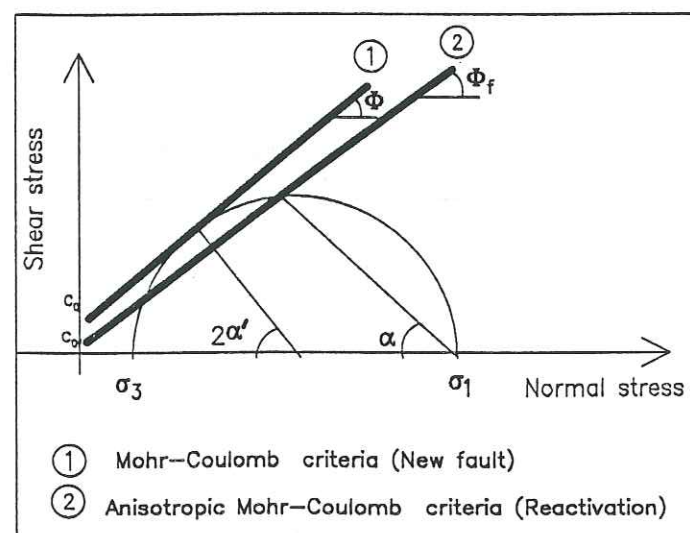


d'après Hayward et Graham (1989)

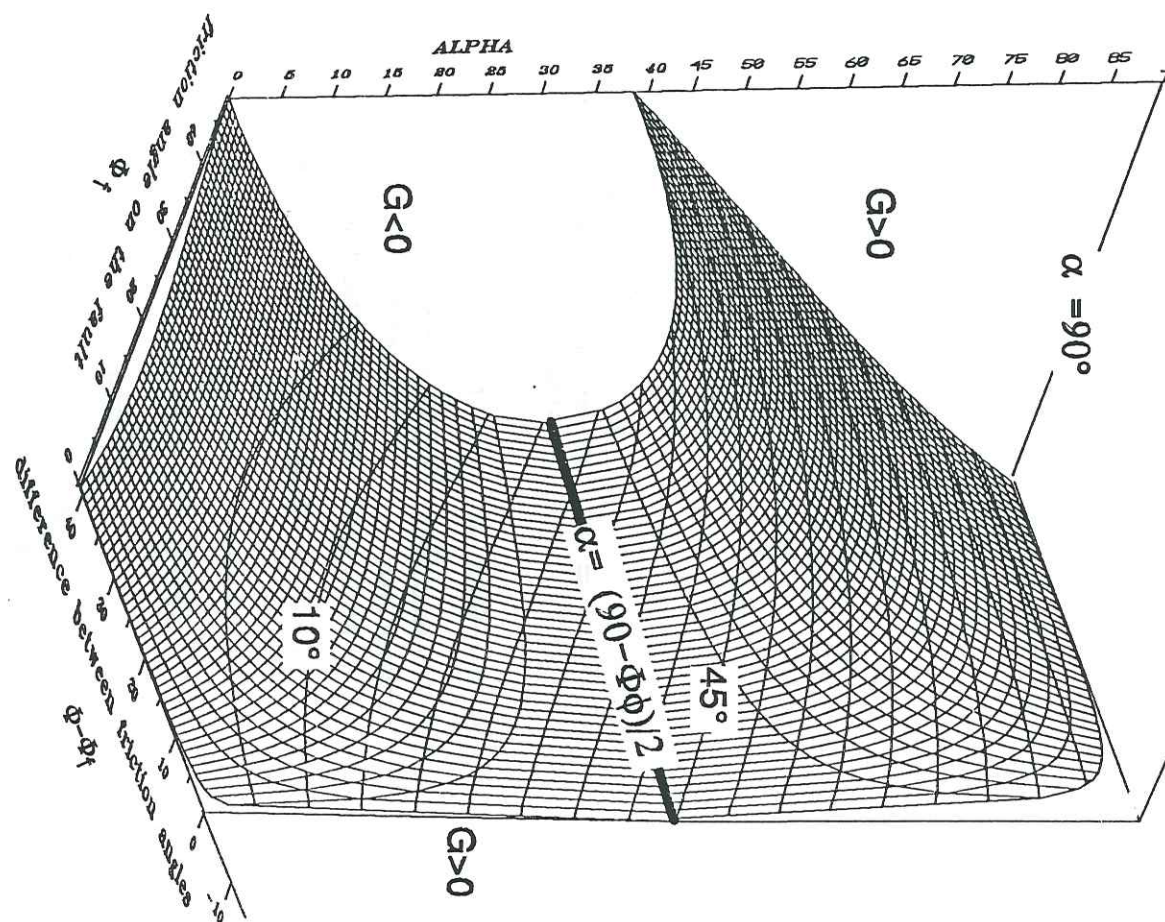
A- THE BOUNDARY CONDITIONS



B- THE MARGINAL STATE OF STRESS

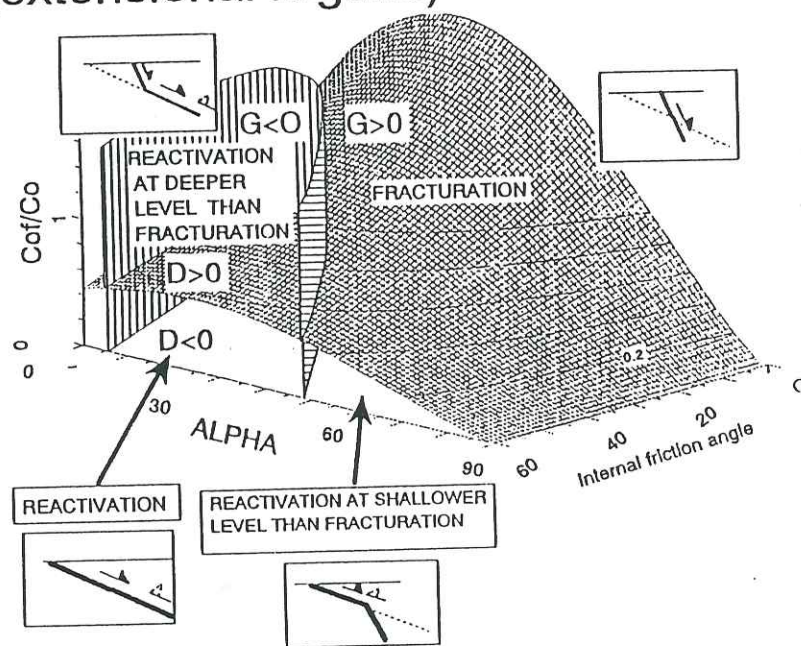
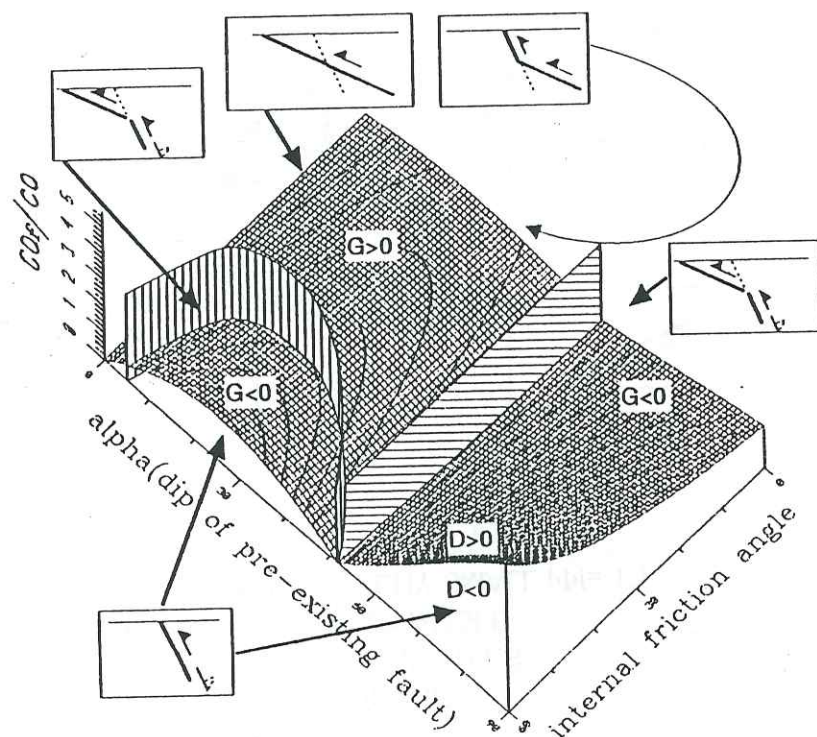


IF THE COEFFICIENTS OF THE MOHR-COULOMB CRITERIA ARE CONSTANT, THE POTENTIAL FUNCTION IS LINEARLY DEPTH DEPENDENT



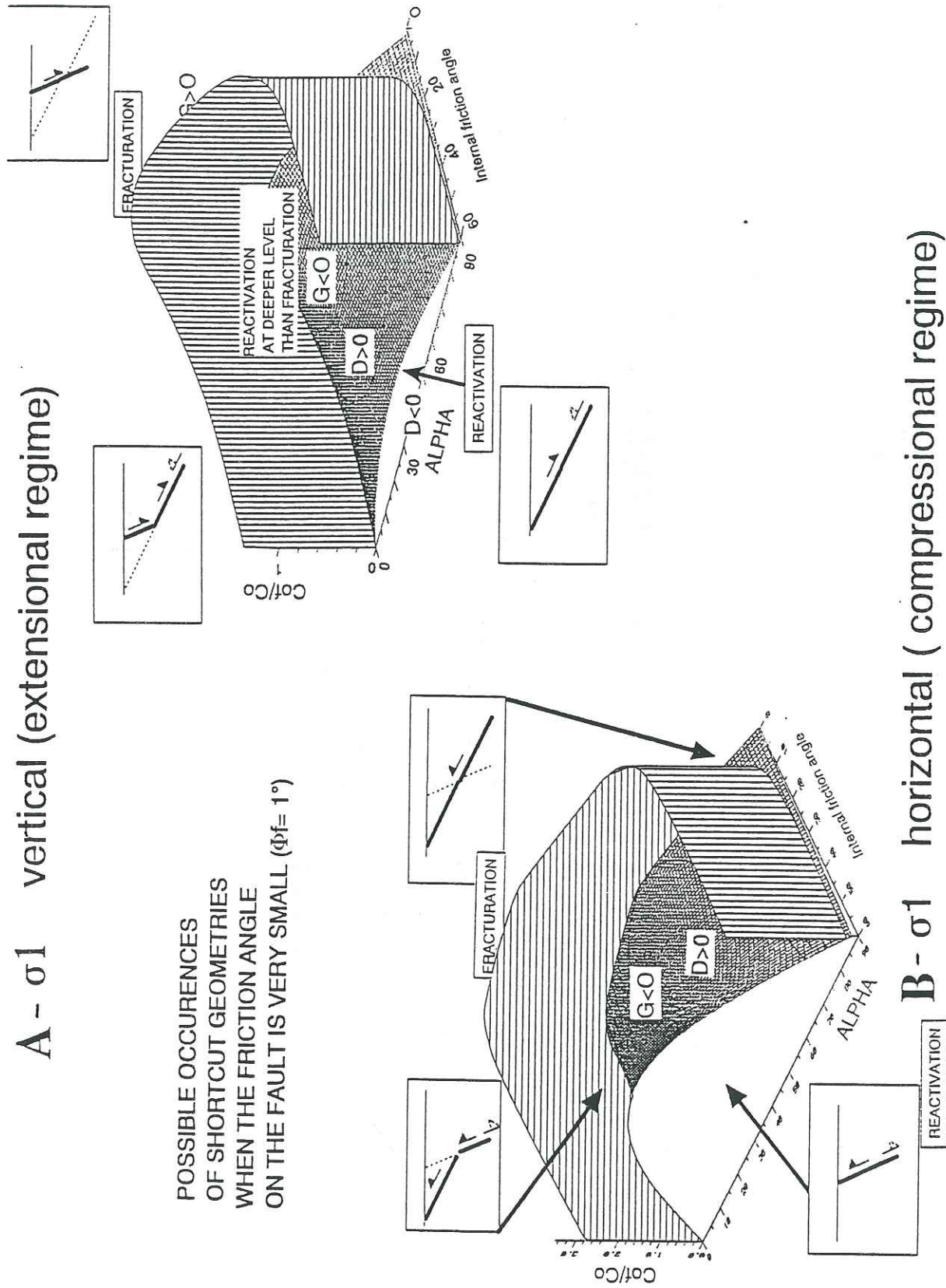
A - σ_1 vertical (extensional regime)

POSSIBLE OCCURENCES
OF SHORTCUT GEOMETRIES
WHEN THE FRICTION ANGLE ON THE FAULT
IS CLOSE TO THE BYERLEE VALUE
($\Phi_f = 40^\circ$)



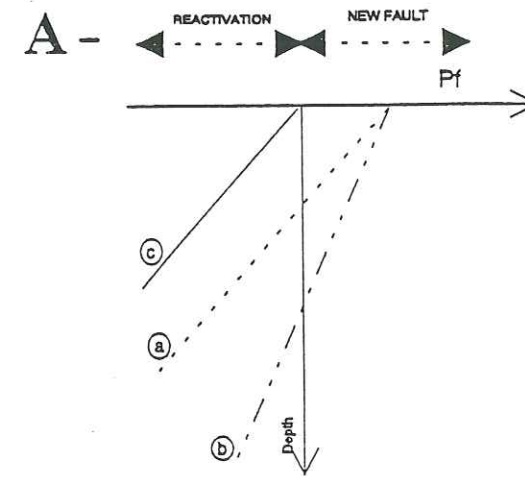
B - σ_1 horizontal (compressional regime)

A - σ_1 vertical (extensional regime)



B - σ_1 horizontal (compressional regime)

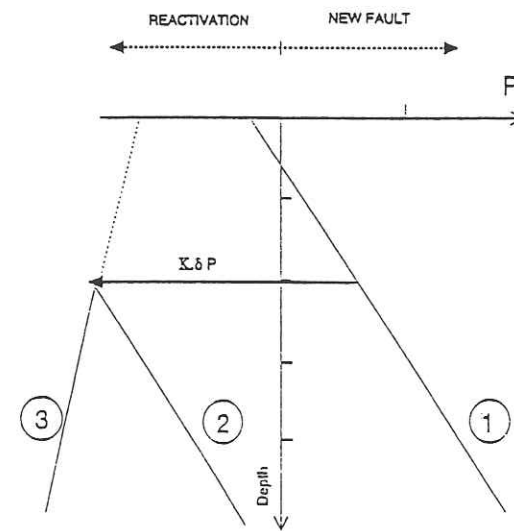
Fig. 6



THE POTENTIAL OF REACTIVATION FUNCTION (FOR NORMAL FAULT) MAY PREDICT SHORTCUT GEOMETRY:

B- WHEN THE FAULT PROPERTIES ABRUPTLY CHANGE (Weaker zone at depth)

- 1 without change at depth
- 2 excess fluid pressure
- 3 decrease of ϕ_f



C- WHEN THE COHESION OF THE "INTACT" ROCKS PROGRESSIVELY INCREASES WITH DEPTH:

- 1 with a nil cohesion close to the surface
- 2 with $C_0 = 5$ MPa close to the surface
- 3 with a pore fluid pressure $\lambda = 0.4$

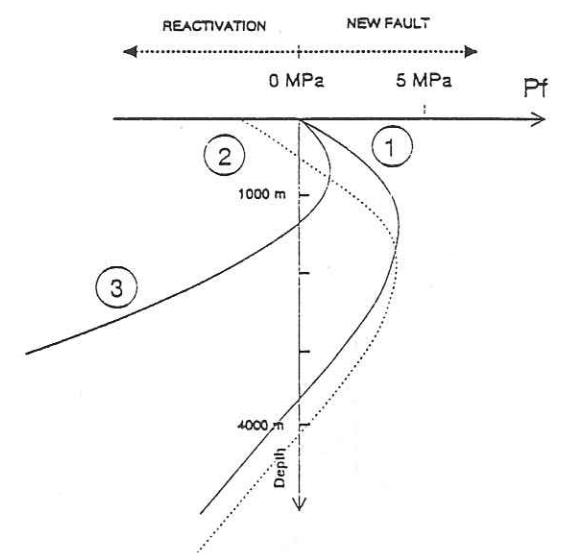


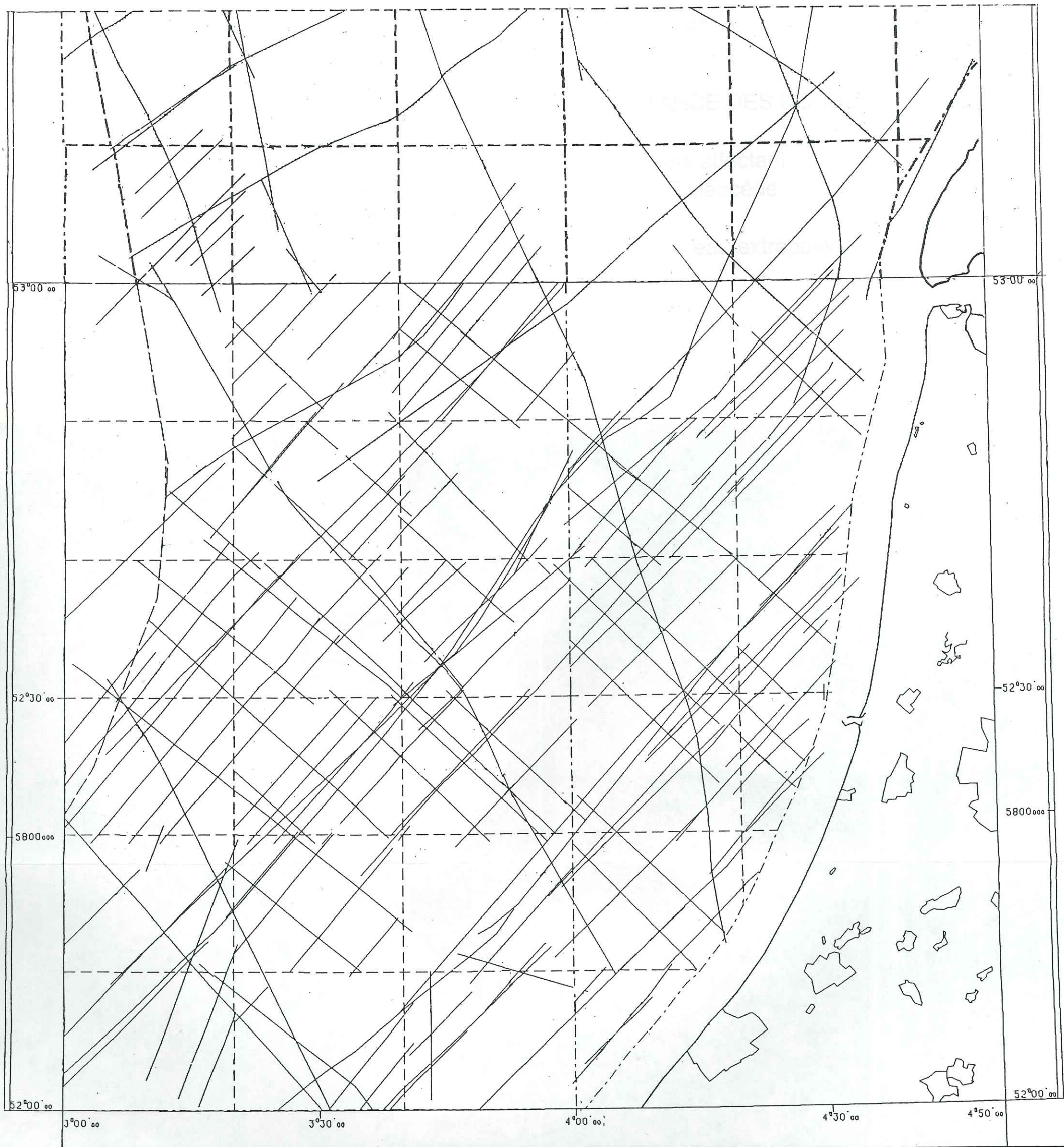
Fig. 7

ANNEXE A

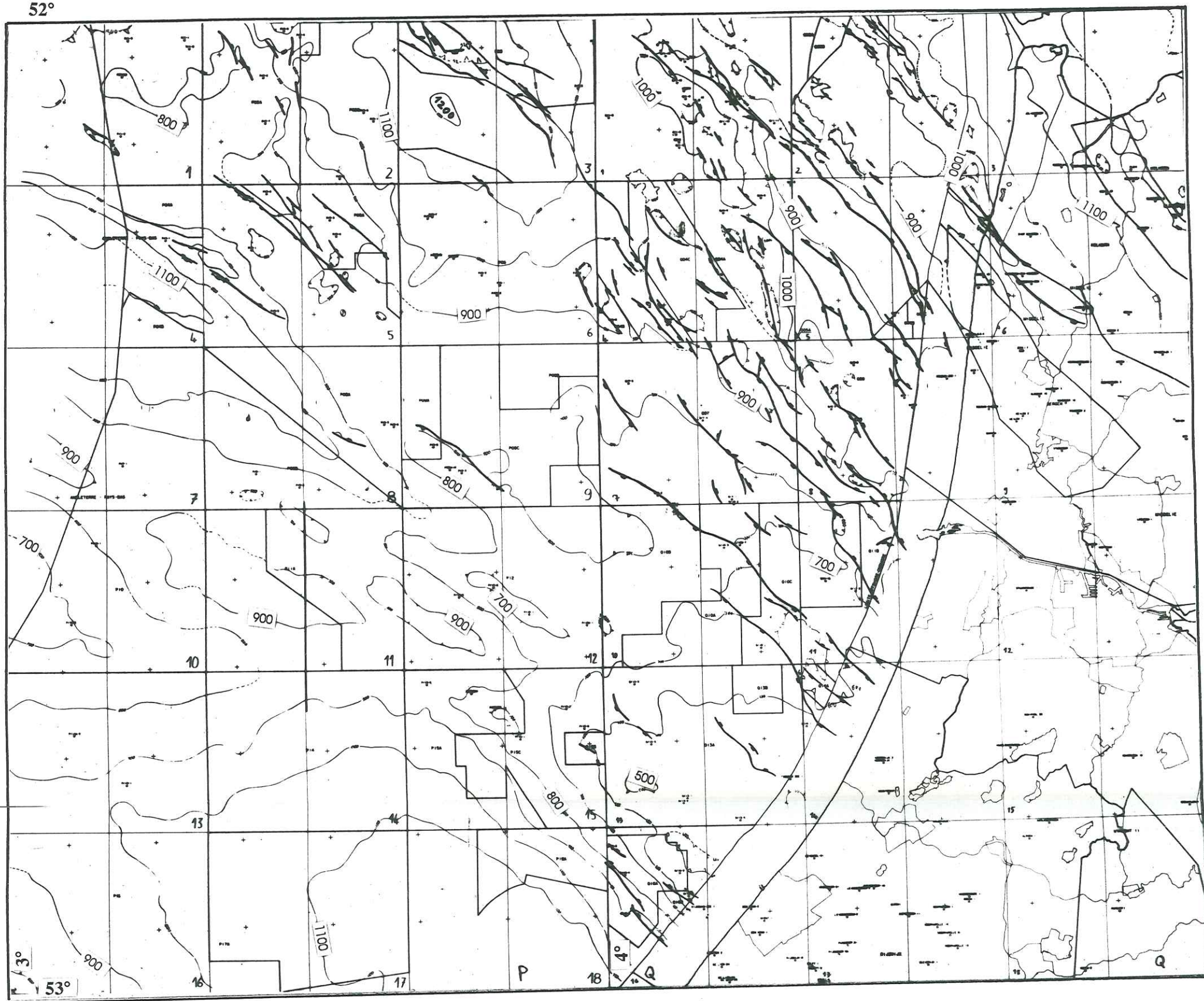
MAILLAGE SISMIQUE UTILISE ECHELLE 1/500 000

D'après document Elf-Petroland, simplifié

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (33) 76 63 59 66
FAX (33) 76 97 82 44



52°



ANNEXE B

CARTE ISOCHRONE BASE TERTIAIRE (Horizon C2)

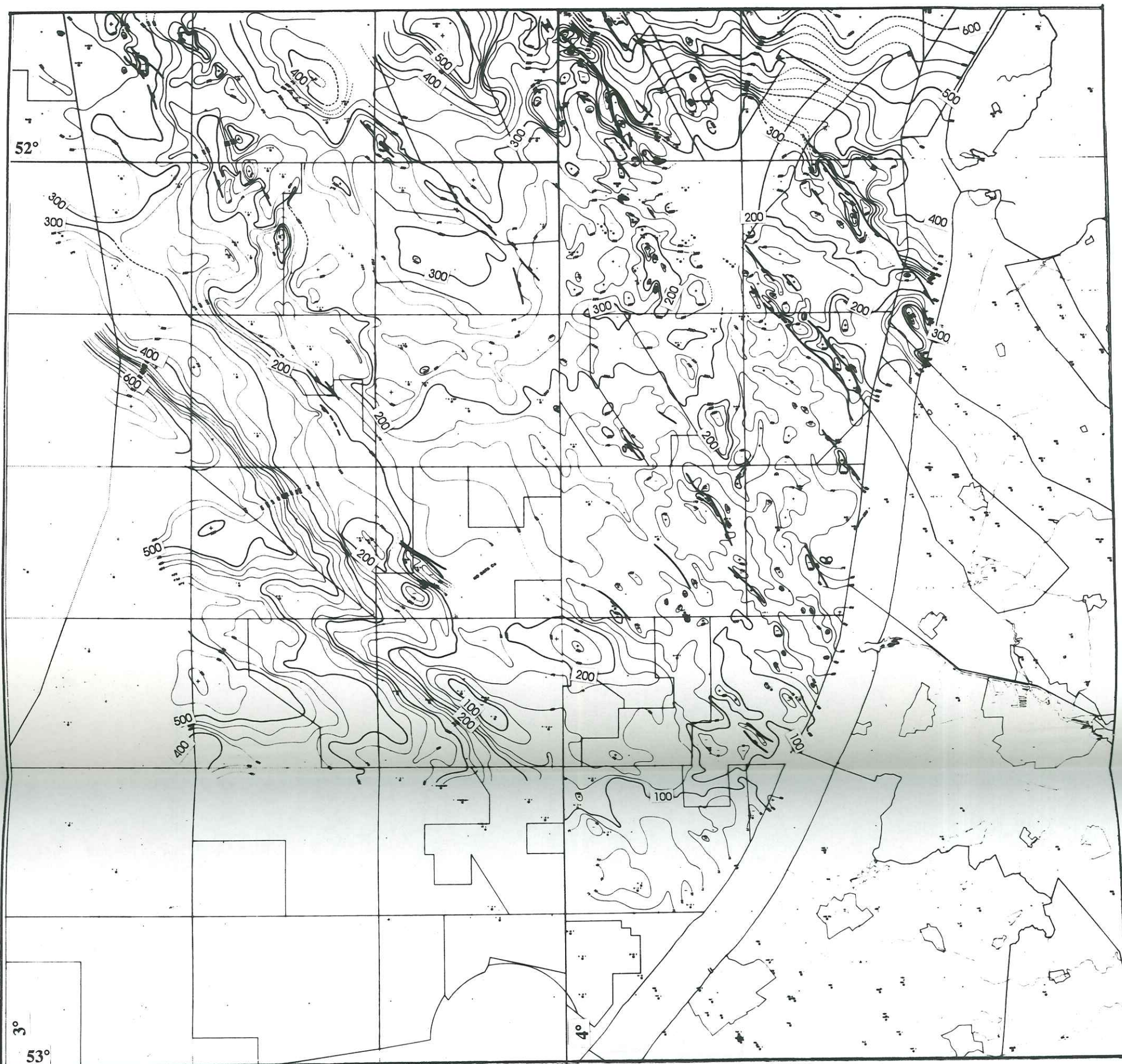
ECHELLE 1/500 000

EQUIDISTANCE DES COURBES: 100 ms

Faïlle normale affectant
le mur du Paléocène

Courbe de niveau extrapolée

Document Elf-Petroland- Exploration
réalisateurs: P. Huyghe, H. Trichon



ANNEXE C

CARTE DES EPAISSEURS TEMPS DOUBLES DU PALEOGENE (Intervalle Co-C2)

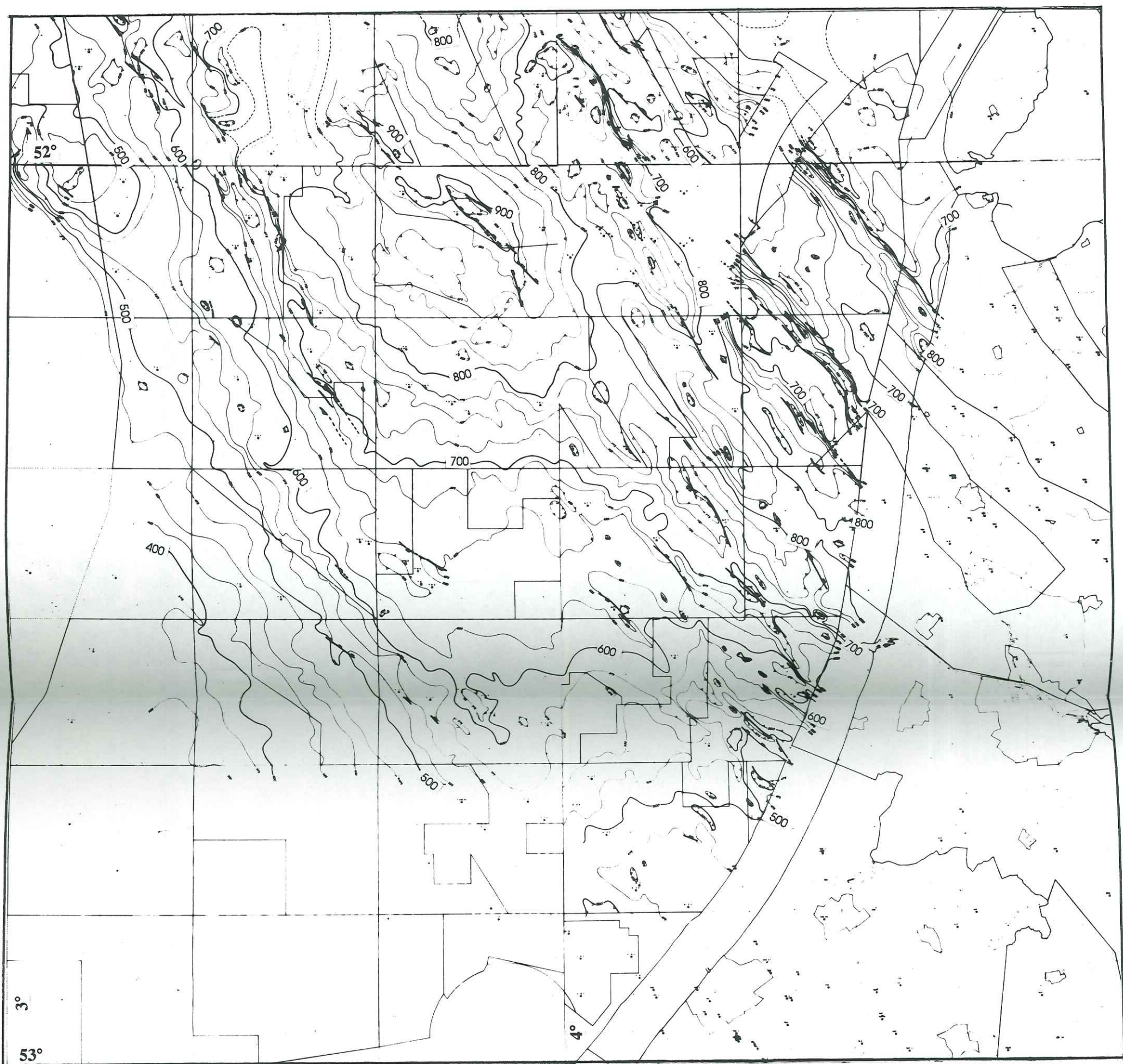
Document Elf-Petroland- Exploration
réalisateurs: P. Huyghe, H. Trichon

EQUIDISTANCE DES COURBES: 25 ms

Faïlle normale affectant
le toit et le mur du Paléocène

Courbe de niveau extrapolée

ECHELLE 1/500 000



ANNEXE D

CARTE ISOCHRONE BASE NEOGENE (Horizon CO)

ECHELLE 1/500 000

EQUIDISTANCE DES COURBES: 25 ms

Faïlle normale affectant
le mur du Néogène

Courbe de niveau extrapolée

Thèse de Doctorat de l'Université
Joseph Fourier - Grenoble I

Titre de l'ouvrage :

**ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES
DEFORMATIONS INTRAPLAQUES :
L'EXEMPLE DE L'INVERSION STRUCTURALE
D'UN BASSIN DE LA MER DU NORD**

Nom de l'auteur :

Pascale HUYGHE

Etablissement :

**Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
et Institut Dolomieu**

RESUME

Les phénomènes qui régissent l'évolution d'un bassin sédimentaire et modifient sa géométrie laissent une empreinte dans l'organisation des dépôts. Aux phénomènes qui accroissent à long terme le volume du bassin (étirement initial, rééquilibrage thermique de la lithosphère, compensation isostasique du poids des sédiments qui se déposent) se superposent des fluctuations plus rapides de l'espace disponible.

L'évolution d'un bassin peut donc être décryptée en étudiant les corps sédimentaires, et plus particulièrement : 1) la géométrie des discontinuités qui les limitent (failles et discordances), 2) les faciès qui les constituent, 3) leur âge, 4) les variations de leurs propriétés physiques (radioactivité, porosité...). L'utilisation des méthodes de décompaction, des diagrammes de mouvements différentiels, de restitution des structures plissées/faillées (coupes équilibrées) permet de quantifier les mouvements qui affectent le substratum du bassin.

L'application de ces méthodes au Broad Fourteens Basin (Sud de la Mer du Nord), à partir d'une base de données constituée par 3000 km de sismique réflexion et une cinquantaine de puits (consultée grâce à Elf-Petroland) a mis en évidence une histoire polyphasée complexe, affectant une couverture décollée de son socle. Cette histoire est composée principalement : 1) d'une extension jurassique, puis 2) d'une extension crétacé inférieur avec une subsidence dans le bassin d'environ 1000 m et une importante surrection initiale des marges, 3) d'une compression avec une composante décrochante sénestre au Crétacé supérieur le long des failles de bordure orientées N160° ; elle a induit une érosion du centre du bassin de plus de 3000 m, et un raccourcissement horizontal de l'ordre de 10 %, 4) d'une extension néogène plus limitée. Une analyse détaillée a permis de mettre en évidence seize unités sédimentaires retraçant les mouvements tectoniques et les fluctuations relatives du niveau de la mer au Crétacé dans le bassin. Des corrélations temporelles entre le Broad Fourteens Basin, d'autres bassins intraplaques et la cinématique des plaques au pourtour de l'Europe de l'Ouest semblent envisageables.

La réorganisation des plaques mondiales paraît être à l'origine de variations horizontales des contraintes intraplaques, qui induisent à la fois des réactivations d'accidents préexistants de la croûte fragile et des mouvements verticaux (flambage) de la lithosphère.

MOTS CLES

Enregistrement sédimentaire ; Déformations intraplaques ; Réactivation/fracturation ; Inversion structurale ; Mer du Nord ; Sismique réflexion ; Crétacé ; Décrochement ; Tectonique polyphasée.